

**Eötvös Loránd Tudományegyetem
Kőzettan–Geokémiai Tanszék**

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

VARGA ANDREA

**A DÉL-DUNÁNTÚLI PALEOZOOS–ALSÓ-TRIÁSZ
SZILICIKLASZTOS KŐZETEK KŐZETTANI ÉS
GEOKÉMIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI**

Készítette:

Raucsikné Varga Andrea Beáta

Földtudományi Doktori Iskola,
Földtan/Geofizika Doktori Program

Témavezető:

Dr. Szakmány György PhD

egyetemi docens
ELTE FFI Kőzettan–Geokémiai Tanszék

Programvezető:

Dr. Monostori Miklós

A doktori iskola vezetője:

Dr. Monostori Miklós

**Budapest
2009**

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	4
2. Földtani háttér.....	6
3. Mintagyűjtés.....	12
4. Vizsgálati módszerek.....	16
4.1. Petrográfiai vizsgálatok.....	16
4.2. Műszeres vizsgálatok.....	16
4.2.1. Röntgen-pordiffrakció (XRD).....	16
4.2.2. Elektronmikroszkópia.....	17
4.2.3. Röntgenfluoreszcens analízis (XRF).....	18
4.2.4. Neutronaktivációs analízis (NAA).....	19
4.2.5. Induktív csatolású plazma tömegspektrometria (ICP MS).....	19
4.3. A sziliklasztos kőzetek geokémiai vizsgálatának módszertani alapjai.....	20
5. Tésenyi Homokkő Formáció.....	22
5.1. A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői.....	22
5.1.1. A petrográfiai vizsgálat eredménye.....	22
5.1.2. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye.....	25
5.1.3. A geokémiai vizsgálat eredménye.....	27
5.1.4. Az eredmények értelmezése, következtetések.....	30
5.2. A Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területének öskörnyezeti viszonyai.....	32
5.2.1. A Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteinek agyagásványos összetétele.....	33
5.2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területének mállási viszonyai.....	33
5.2.2.1. A mállási trend meghatározása.....	34
5.2.2.2. A karbon törmelékes kőzetek összetételének értelmezése az A–CN–K diagramban.....	36
5.2.3. Következtetések.....	37
6. Túronyi Formáció.....	38
6.1. A Túronyi Formáció péltés kőzeteinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői.....	39
6.1.1. A petrográfiai vizsgálat eredménye.....	39
6.1.2. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye.....	40
6.1.3. Elektronmikroszkópos vizsgálatok.....	42
6.1.4. A geokémiai vizsgálat eredménye.....	44
7. Korpádi Homokkő Formáció.....	47
7.1. A Korpádi Homokkő Formáció ásványtani és kőzettani jellemzői.....	48
7.1.1. A homokkövek petrográfiai vizsgálatának eredményei.....	48
7.1.1.1. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői a Tu–1 fúrásban.....	48
7.1.1.2. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői az Mgy–1 fúrásban.....	50
7.1.1.3. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői a D 9015 fúrásban.....	52
7.1.1.4. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői a XV. szerkezetkutató fúrásban.....	56
7.1.2. A pélit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei.....	57
7.1.2.1. A Korpádi Homokkő ásványos összetétele a Tu–1 fúrásban.....	57
7.1.2.2. A Korpádi Homokkő összetétele az Mgy–1 fúrásban.....	59
7.1.2.3. A Korpádi Homokkő összetétele a D 9015 és a XV. szerkezetkutató fúrásban.....	59
7.2. A Korpádi Homokkő Formáció geokémiai jellemzői.....	62
7.2.1. A Korpádi Homokkő pélit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele.....	62
7.2.2. A Korpádi Homokkő pélit- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele.....	67
8. Cserdi Formáció.....	72

8.1. A Cserdi Formáció ásványtani és közettani jellemzői.....	73
8.1.1. A homokkövek petrográfiai vizsgálatának eredményei.....	73
8.1.1.1. A Cserdi Formáció közettani jellemzői a D 9015 fűrásban.....	73
8.1.1.2. A Cserdi Formáció közettani jellemzői a XV. szerkezetkutató fűrásban...	75
8.1.2. Az aleurolit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei.....	79
8.1.2.1. A Cserdi Formáció összetétele a D 9015 fűrásban.....	79
8.1.2.2. A Cserdi Formáció összetétele a XV. szerkezetkutató fűrásban.....	79
8.2. A Cserdi Formáció geokémiai jellemzői.....	82
8.2.1. A Cserdi Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele.....	82
8.2.2. A Cserdi Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele.....	86
9. Bodai Aleurolit Formáció.....	90
9.1. A Bodai Aleurolit Formáció ásványtani és közettani jellemzői.....	90
9.1.1. A homokkövek petrográfiai vizsgálatának eredményei.....	90
9.1.2. A pélit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei.	94
9.2. A Bodai Aleurolit Formáció geokémiai jellemzői.....	95
9.2.1. A Bodai Aleurolit Formáció pélit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele....	95
9.2.2. A Bodai Aleurolit Formáció pélit- és homokkőmintáinak nyomelem- összetétele.....	97
10. Kővágószőlősi Homokkő Formáció.....	101
10.2. A Kővágószőlősi Homokkő geokémiai jellemzői.....	102
10.2.1. A Kővágószőlősi Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak kémiai összetétele.....	102
11. Jakabhegyi Homokkő Formáció.....	113
11.2. A Jakabhegyi Homokkő Formáció geokémiai jellemzői.....	113
11.2.1. A Jakabhegyi Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele...	113
11.2.2. A Jakabhegyi Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak nyomelem- összetétele.....	116
12. A lehordási terület és az őskörnyezet változása a kora-permtől a kora- triászig: összehasonlítás és korrelációs problémák.....	118
12.1. A lehordási terület és az őskörnyezet geokémiai jellemzői.....	118
12.2. A litosztratigráfiai tagolás korlátai – problémafelvetés.....	122
12.2.1. A Tu–I fűrás rétegsorának tagolási problémái.....	124
12.2.2. A Cserdi Formáció és a Gyűrűfűi Riolit kapcsolatának újraértelmezése a Mecsek nyugati részén – munkahipotézis.....	127
12.3. A Túronyi Formáció korrelációja.....	132
12.3.1. A Túronyi Formáció lehordási területe és őskörnyezeti viszonyai.....	132
12.3.2. A Túronyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció összehasonlítása.....	134
13. Összefoglaló következtetések.....	138
Köszönetnyilvánítás.....	140
Irodalom.....	141
Összefoglalás.....	149
Abstract.....	150

1. Bevezetés

A Dél-Dunántúlon (Tisza-egység) nagy területen és jelentős vastagságban előforduló perm időszaki, kontinentális (döntően folyóvízi és tavi), törmelékes üledékes rétegsor a több évtizeden keresztül termelt uránércnek (Kővágószőlősi Homokkő Formáció, Kővágóöttösi Homokkő Tagozat) köszönhetően rendkívül nagy jelentőségű volt a közelmúltban (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; valamint az általuk hivatkozott irodalmak). A bányászat megszűnését követően a széleskörű környezetvédelmi kutatási programok, továbbá a magyarországi földtani egységek nagytektonikai fejlődését és geológiai helyzetét feltáró kutatások szükségessé tették a dél-dunántúli paleozoos üledékciklus képződményeinek részletes újrvizsgálatát (pl. MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2001, 2003). A több szálon futó programok közül a nagy aktivitású radioaktív hulladék elhelyezésére irányuló kutatás a nagy vastagságú, viszonylag nyugodt településű, finomszemcsés Bodai Aleurolit Formációra koncentrált. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézetének Közettan–Geokémiai Tanszékén 2001 óta végzett – korszerű ásványtani, közettani és geokémiai módszereket alkalmazó – kutatások célja a paleozoos törmelékes rétegsor ösföldrajzi kapcsolatainak, lehordási területének és nagytektonikai helyzetének feltárása. Ez utóbbi kutatássorozat a felszíni feltárásokból és mélyfúrásokból ismert permi képződmények vizsgálatán túl kiterjedt a devon(?)–felső-karbon, valamint az alsó-triász sziliciklasztos kőzetekre (konglomerátumok, homokkövek, agyagkövek) is, ami lehetővé teszi az adott folyamatok időbeli változásának jellemzését.

Kutatómunkám célja a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor (Tésényi Homokkő Formáció, Túronyi Formáció, Korpádi Homokkő Formáció, Cserdi Formáció, Bodai Aleurolit Formáció, Kővágószőlősi Homokkő Formáció és Jakabhegyi Homokkő Formáció) homokköveinek és pélites kőzeteinek komplex vizsgálata, valamint összehasonlítása. Ez a korábban mélyült, számos esetben részletesen vizsgált, reprezentatív fúrásokból (pl. földtani alapfúrások) származó minták ásványtani, közettani (röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok, petrográfiai mikroszkópia, pásztázó elektronmikroszkópia) és geokémiai (elektronsugaras mikroanalízis, fő- és nyomelemek meghatározása teljes kőzetmintából XRF, NAA és ICP MS módszerekkel) feldolgozását foglalja magába. A kapott vizsgálati eredmények lehetővé teszik a dél-dunántúli törmelékes kőzetek lehordási területének jellemzését és ösföldrajzi kapcsolatainak feltárását, továbbá értékes információkat szolgáltatnak a sziliciklasztos kőzetek kémiai összetételét befolyásoló folyamatokról (pl. kémiai mállás, szemcseméret szerinti osztályozódás, diagenezis). A vizsgált rétegsor kémiai elemzése révén rendelkezésre álló „geokémiai adatbázis” (fő- és nyomelemek koncentrációja

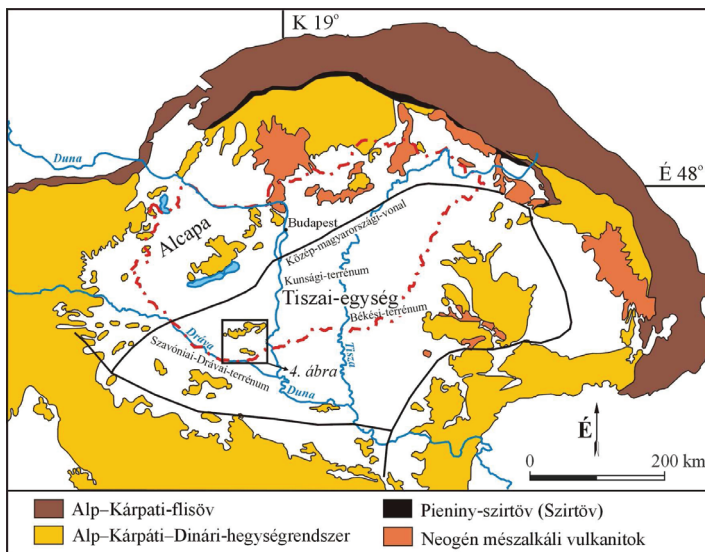
az adott képződményre vonatkoztatva) környezetvédelmi szempontból is hiánypótló. A kapott koncentráció-adatok hozzájárulnak a magyarországi földtani képződmények kémiai jellemzéséhez azzal a céllal, hogy a bizonyítottan természetes eredetű elemeloszláshoz kapcsolódó háttér koncentráció meghatározható legyen.

A dél-dunántúli paleozoikumi törmelékes rétegsor kőzetanyagának összehasonlító vizsgálata olyan adatokat szolgáltat, amelyek – egy későbbi kutatásban – lehetővé teszik a tágabb környezetben előforduló, hasonló kifejlődésű és korú képződmények összehasonlítását. Ez hozzájárul egy regionális, paleozoikumi ösföldrajzi kép kialakításához, valamint értékes információkat szolgáltat a még vitatott kérdések megválaszolásához a Tisza-egység paleozoikumi fejlődése kapcsán.

A dél-dunántúli késő-karbon–permi üledékciklus idősebb formációi csak kis területen, néhány fúrásban tanulmányozhatók (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JÁMBOR 1998), ezért a kapcsolódó földtani ismeretek számos nyitott kérdést tartalmaznak (pl. a karbon/perm határ helyzete a Siklósbodony–1 fúrásban; a Túronyi Formáció kora és kapcsolatai). A Bodai Aleurolit Formációval, illetve a fiatalabb permi és alsó-triász képződményekkel kapcsolatban több párhuzamos tudományos kutatási program is folyamatban van (MÁTHÉ Zoltán PhD kutatása és BODOR Sarolta diplomamunkája, ELTE; HALÁSZ Amadé PhD kutatása, PTE). Figyelembe véve továbbá, hogy a mecseki permi és alsó-triász törmelékes formációk ásványos összetételének meghatározása hosszú múltra tekint vissza, és FAZEKAS (1987) a törmelékanyag és a kötőanyag kőzetmikroszkópos bélyegei, illetve a homokkövek alkália-tartalmának változása alapján rendszerezte a kontinentális rétegsort, valamint jellemezte a lehordási területet, kutatómunkám – és dolgozatom – gerincét a modern kémiai elemzési eljárásokra épülő geokémiai vizsgálati eredmények adják. A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor összehasonlítását elsősorban a teljes kőzetből meghatározott kémiai összetétel alapján végeztem el. A biosztratigráfiailag gyengén tagolt rétegsoron belül az egyes formációk részletes geokémiai jellemzése lehetőséget biztosít az egyedi sajátosságok feltárására, ami így – külföldi példákhoz hasonlóan – megeremtheti a geokémiai korreláció lehetőségét. Dolgozatomban az ásványtani és a kőzettani vizsgálatok – terjedelmi okokból – csak abban az esetben kaptak nagyobb hangsúlyt, ha valamilyen elsődleges kérdés megválaszolásához ez nélkülözhetetlen volt. A jelentős időintervallumot és hét litosztratigráfiai egységet átélő, így összehasonlító jellegű munkám nem terjedhetett ki az egyes formációk részletekre menő jellemzésére, továbbá a korábbi publikált, illetve kéziratban megtekinthető vizsgálati eredmények hiánytalan feldolgozására és hivatkozására.

2. Földtani háttér

A Kárpát-medence, ezen belül Magyarország jelenlegi geológiai felépítése, tektonikai képe bonyolult, soklépcsős szerkezetfejlődési folyamat eredménye. Aljzatát ÉK–DNY-i irányban a Közép-magyarországi vonal szeli ketté (1. ábra), amely mentén eltérő felépítésű és genetikájú nagyszerkezeti egységek érintkeznek (HAAS & HÁMOR 1998; HAAS et al. 1999; CSONTOS et al. 2002). A szerkezeti elemtől délkeletre található Tiszai-egység (Tisia-terrénum) – mint összetett terrén – aljzatában legutóbbi megnevezésük szerint Szlavóniai–Drávai-, Kunsági- és Békési-terrénumot különítünk el; közülük a Szlavóniai–Drávai- és a Kunsági-terrénum tekinthető autochtonnak, vagy parautochtonnak (CSÁSZÁR 2005). A terrénumok felépítésében a kristályos (metamorf és magmás) képződmények szerepe a legjelentősebb, azonban ezekhez szervesen kapcsolódnak a karbon és permii törmelékes üledékes kőzetek (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JÁMBOR 1998; CSÁSZÁR 2005).

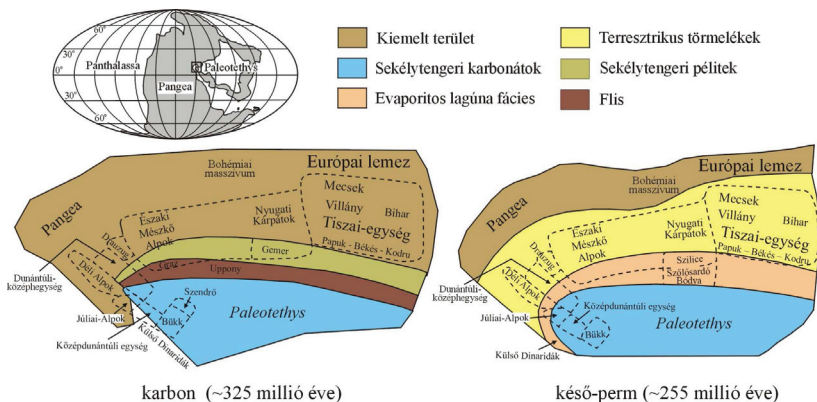


1. ábra

A Tiszai-egység helyzete a Kárpát-medencében
Rövidítés: Alcapa: Alcapa-egység („Alpine, Carpathians, Pannonian”)

A Tiszai-egység a prealpi fejlődési szakaszban a hercini orogén övezet része lehetett (HAAS & HÁMOR 1998). A Kunsági-terrénum granitoid képződményei (Mórággyi Gránit Formáció) a variszkuszi orogén öv Moldanubiai zónájának hasonló kifejlődéseivel

rokoníthatók, ezért a sziliciklasztos, kőszéntartalmú felső-karbon rétegsor képződése a variszkuszi gyűrtöv kontinentális előtéri medencéjébe, azaz az Európai lemez déli peremére (2. ábra), helyezhető (BUDA 1996; HAAS & HÁMOR 1998; HAAS et al. 1999).



2. ábra

A Kárpát-medence aljzatát alkotó, illetve a környezetében található szerkezeti egységek helyzete a karbonban és a késő-permben (HAAS & HÁMOR 1998; HAAS et al. 1999)

A felső-karbon üledékciklust a Szlavóniai–Drávai-terrénum magyarországi területén egy viszonylag keskeny, északnyugat-délkeleti csapású sávban (Csokonyavisonta és Siklósbodony között) találjuk, amely két legidősebb képződménye a Tésenyi Homokkő Formáció (namuri-vesztfáliai) és a Túronyi Formáció (devon-kora-karbon vagy késő-karbon-kora-perm). Munkám a Kunsági-terrénum területéről előkerült felső-karbon képződmények (Nagykőrösi Homokkő), valamint a Békési-terrénum vizsgálatára nem terjedt ki, ezért ezek ismertetésére a továbbiakban nem kerül sor.

A Tiszai-egység magyarországi részén az üledékes felső-karbon képződmények területileg alárendeltek, felszíni feltárásuk ismeretlen. A **Tésenyi Homokkő Formációt** a kutatófúrások (pl. Siklósbodony-1, Bogádmindszent-1, Diósvizsló-3) mintegy 1500 m vastagságban harántolták, azonban fektését nem érték el. A feltárt ciklusos felépítésű rétegsorban a szemcsenagyság alulról felfelé növekszik. Az elsősorban savanyú magmás és metamorf lehordási területéről származó kőzetanyag konglomerátum, homokkő, valamint aleurolit és palás agyagkő váltakozásából áll, alsó részén metaantracit jellegű kőszén-sinórokat tartalmaz (JÁMBOR 1969; HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976; VARGA 2000, 2002; VARGA et al. 2003). A palás agyagkő rétegekből származó gazdag makroflóra leletek (páfrányfélék és ősszurlók: *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Alethopteris*,

Sphenophyllum, *Annularia*, *Calamites*) és szegényes mikroflóra maradványok vizsgálata alapján a rétegsor namuri–vesztfáliai korú (HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976). Az összlet üledékei a fácies- és ösföldrajzi vizsgálatok szerint tavi, delta- és folyóvízi eredetűek. E képződmények – fúrásokkal nyomonkövethető elterjedésük és ösföldrajzi jellegük alapján – a kristályos aljzatban a késő-karbonban kialakult, északnyugat–délkeleti csapású árokban felhalmozódott, jellegzetes ún. intramontán molaszoknak minősíthetők (FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998; valamint az általuk hivatkozott irodalmak).

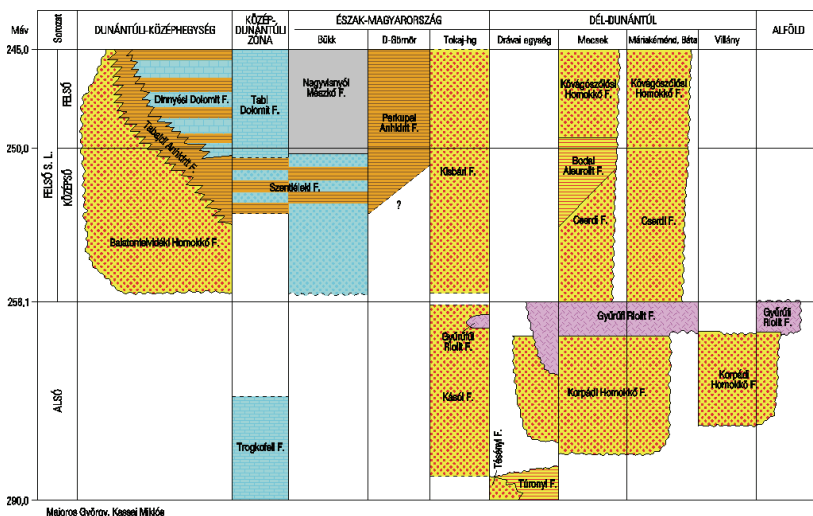
A **Túronyi Formációt** – az érvényben lévő litosztratigráfiai leírás alapján – jellegzetesen „ibolyabarna” színű, selymes fényű, szericites, palás vagy vékonyréteges, finomszemcsés homokkő, közbetelepülő homokos dolomit és agyagmárga rétegek alkotják. A törmelékes rétegsor tavi vagy síkparti fáciest képvisel, amelyben növényi lenyomatok, őskételtű lábnyomok, esetleg esőcseppnyomok őrződtek meg (CSÁSZÁR 1997). A Túronyi Formáció rétegsora a felszínen nem fordul elő, kizárólag a Villányi-hegység északi előterében mélyített mélyfúrásból, a Túrony Tu–1 fúrásból ismert, amely a kőzetegyüttest ~285 m vastagságban harántolta. Fekvéje ismeretlen, fedőjében – tektonikusan – a perm Korpádi Homokkő Formáció képződményei találhatók (BARABÁSNÉ STUHL 1988b; FÜLÖP 1994).

A Tiszai-egység perm képződményeinek együttes vastagsága – egy szűk területre korlátozódóan – elérheti a 4000 m-t is (átlagvastagsága 2500 m), azonban a rétegsorok csak nagy bizonytalansággal, illetve megszorításokkal tekinthetők egy önálló üledékciklus részének (CSÁSZÁR 2005). A perm üledékciklus képződményei a Szlavóniai–Drávai-terrénum magyarországi területén alárendeltek, kifejlődésük megegyezik a Kunsági-terrénum perm rétegsorával. Az üledékciklus legidősebb litosztratigráfiai egysége a Korpádi Homokkő Formáció (alsó-perm). Ezt a kiterjedő kontinentális riftesedés termékeként megjelenő Gyűrűfői Riolit (kora-perm vége) fedőjében települő Cserdi Formáció követi, ami heteropikusan összefogazódik a Bodai Aleurolit Formációval. A perm rendszerbeli legfiatalabb molaszt Kővágószőlősi Homokkő Formáció néven ismerjük (3. ábra).

Az alsó-permi **Korpádi Homokkő Formáció** mélyfúrásokból ismert, molasz jellegű, uralkodóan vörös színű, ciklusos felépítésű, törmelékes, folyóvízi rétegsorának maximális vastagsága ~700 m, azonban a képződmény vastagságában szélsőséges területi különbségek figyelhetők meg. Meghatározó kőzettípusa a homokkő, de gyakori tagja a polimikt konglomerátum és a breccsa is, melynek anyaga granitoid, gneisz (ortogneisz), kvarcit, csillámpala, agyagpala, fillit, metahomokkő és metavulkanit (BALOGH & BARABÁS 1972; FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; ÁRGYELÁN 2004). Az aleurolit- és homokkőrétegek között tarka, továbbá ritkán szürke, zöldesszürke rétegek is előfordulnak,

amelyek növénymaradványokat (pl. *Pecopteris*, *Voltzites*) és főként spórákat (pl. *Potonieisporites*, *Vittatina*) tartalmaznak (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Feküjt a Mecsekben leginkább granitoidok, a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen kristályospala, a Villányi-hegységben részben kristályospala, részben a Tésenyi Homokkő alkotja (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

PERM



3. ábra

A dél-dunántúli felső-karbon–permi üledékciklus litosztratigráfiai egységei a magyarországi perm képződmények összefoglaló táblázata alapján (CSASZÁR 1997)

A szintén ciklusos felépítésű, maximálisan 1000 m vastagságú felső-permi **Cserdi Formáció** (polimikt konglomerátum, homokkő, pélites kőzetek) vörösbarna, kivételesen zöld színű, általában rosszul osztályozott törmelékes kőzetváltozatokból áll. Képződési környezete a medenceperemi hordalékkúp (BALOGH & BARABÁS 1972; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A kavicsok anyaga uralkodóan a Gyűrűsi Rioltból származhat, amelyhez kvarc, kvarcit, metamorfít és gránit törmelékanyaga társult (FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; ÁRGYELÁN 2005). FAZEKAS (1987) véleménye szerint a Korpádi Homokkő és a Cserdi Formáció között megfigyelhető ásvány–kőzettani különbség azzal magyarázható, hogy a törmelékanyagban a neutrális–savanyú vulkanitokat (andezit–dácit–riodácit–riolit?) savanyú vulkanitok (riodácit–riolit) váltják fel. Az ősmaradványok hiánya miatt a Cserdi Formáció

korának pontos meghatározása, valamint a felszíni feltárások és a mélyfúrási rétegsorok korrelálása nehézségekbe ütközik (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

A felső-permi **Bodai Aleurolit Formáció** vörösbarna színű, albit tartalmú aleurolit és agyagkő váltakozásából álló, kontinentális kifejlődésű, felsivatagi, tavi fáciesű rétegsor. Alsó részén zöldesszürke homokkő, homokos aleurolit és agyagkő betelepüléseket („átmeneti homokkő”, „átmeneti rétegek”) tartalmaz. Maximális vastagsága 1000 m (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; MÁTHÉ 1998). Ősmeradvány-társasága a szegényes phyllopoda mellett korjelző sporomorphákból áll; a *Lueckisporites virkkiae norma* dominanciájával jelentkező mikroflóra együttes a korai felső-permre jellemző (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Geokémiai jellegzetessége a jelentős Na₂O-tartalom, amely FAZEKAS (1987) szerint 5–6% közötti, MÁTHÉ (1998) és ÁRKAI et al. (2000) alapján azonban a 8%-ot is megközelítheti.

A felső-permi **Kővágószőlősi Homokkő Formáció** eddigi ismereteink szerint kizárólag a Bodai Aleurolit Formációra települ, amelyből részben fokozatos átmenettel, részben éles litológiai változással fejlődik ki. A változatos színű, konglomerátum, kavicsos vagy arkózias homokkő, aleurolit és agyagkő összetételű, folyóvízi eredetű formáció ciklusos felépítésű (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A maximálisan kb. 1400 m vastag formáció négy tagozatra tagolható: Bakonyai Homokkő (tarka), Kővágótöttösi Homokkő (szürke), Cserkúti Homokkő (vörös) és Tótvári Homokkő („lilakavicsos homokkő”). A Kővágótöttösi és a Cserkúti tagozatok heteropikus érintkezésénél fejlődött ki az uránércet tartalmazó, „zöld homokkő” rétegtag (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Az uralkodóan durvaszemcsés, rosszul osztályozott, főként vörös színű kőzetekből felépülő Bakonyai Tagozat folyóvízi meder és ártéri fácies terméke; a változatos szemcseméretű, uralkodóan szürke színű Kővágótöttösi Tagozat, melyben gyakori a kovásodott fatörzs is, főként mocsári, holtági eredetű, de meder fáciesű közbetelepüléseket is tartalmaz. A legkiegyenlítettebb szemcseméretű a szórtan kavicsos, lilászörös színű, vastagpados rétegekből álló Cserkúti Homokkő Tagozat, amely alapvetően meder fáciesű üledék; míg a lilászörös, erősen kavicsos, osztályozatlan törmelékanyagú Tótvári Homokkő az időszakos vízfolyások által létrehozott hordalékkúp eredetű képződmény (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; CSÁSZÁR 2005). A Kővágószőlősi Homokkő törmelékanyaga általában gyengén, de a Cserdi Formáció képződményeinél jobban osztályozott; gneisz, csillámpala, granitoid és riolit eredetű, valamint saját anyagú, áthalmazott törmelékből áll. Felfelé a granitoid eredetű törmelékanyag részaránya nő, a metamorfítoké csökken; a középszemcsés homokkövekben a kvarc mennyisége felfelé

határozottan növekvő tendenciát mutat. A formáció a perm-i üledékciklus ősmaradványokban leggazdagabb képződménye, amelyből phyllopoda, szenesedett növénymaradvány, kovásodott fatörzs, valamint gazdag palinomorpha-együttes került elő (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

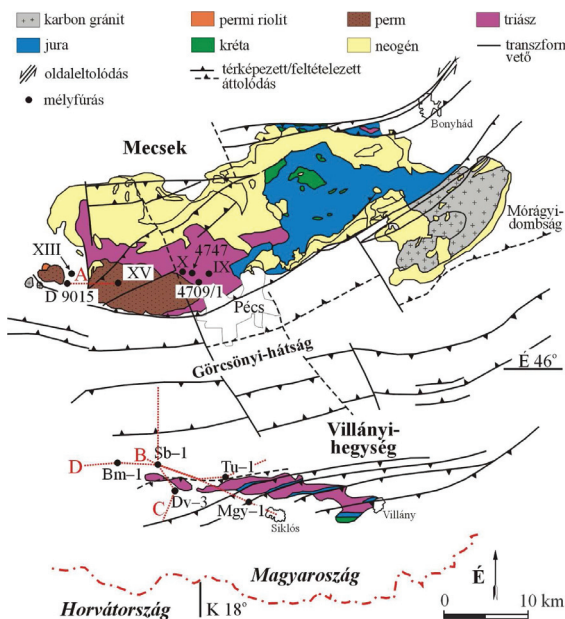
A Tiszai-egységben a késő-variszkuszi (felső-karbon és perm-i) molasz képződmények korlátozott elterjedésűek, felhalmozódásuk a lokális – és nem a tengerszinthez viszonyított – erózióbázis szintje alatti helyzetben történt (CSÁSZÁR 2005). A mezozoos üledékciklus a kora-triáson belül vette kezdetét (a perm/triász határ a Kővágószőlősi Homokkő Formáción belül húzódik), ahol a szárazföldi üledékes perm-i rétegsorra települ, alsó határa nehezen különíthető el a perm-i üledékciklus legfiatalabb képződményeitől (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A perm/triász határ környékén kőzetösszetételbeli határ nincs, tehát a lehordási terület jellege nem változott meg (FAZEKAS 1987).

A kora-triász **Jakabhegyi Homokkő Formáció** konglomerátum dominanciájú bázisrétegekkel induló, folyóvízi rétegsora Buntsandstein jellegű, vastagsága erősen változó (60–380 m); a törmelékshállítás fő iránya északról dél-felé mutat (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 2005; CSÁSZÁR 2005). A rétegsor ciklusos felépítésű, a homokkő rétegeket kavicsos homokkő, illetve aleurolit betelepülések tagolják. Litosztratigráfiai alapon négy részre tagolható: „főkonglomerátum”, „kavicsos homokkő”, „fakó homokkő”, illetve „vörösbarna aleurolit és homokkő” különíthető el. KONRÁD (1997, in: HAAS 2004) szedimentológiai értelmezése szerint a „főkonglomerátum” hegylábi torrens vízfolyások, a „kavicsos homokkő” folyóvízi övzátanyok üledéke lehetett; a „fakó homokkő” és a „vörösbarna homokkő és aleurolit” csatornákkal szabdaltságot árapály síkságon rakódhatott le. A „fakó homokkő” eolikus dűnével fogazódik össze, míg a „vörösbarna homokkő és aleurolit” részben heteropikus lehet a tengeri faunával jellemezhető Patacsi Aleurolittal. A „főkonglomerátum” uralkodóan kvarc, kvarcit, riolit, savanyú piroklasztit, homokkő és – alárendelten – gránit kavicsokból áll (FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 2005). A Jakabhegyi Homokkő középszemcsés homokköveinek törmelékanyagában a kvarctörmelék uralkodik, kisebb arányban káliföldpátot tartalmaz (arkózás homokkő), a plagioklász szinte teljesen hiányzik; a lehordási terület felépítésében metamorfotok, illetve savanyú magmás kőzetek játszhatták a döntő szerepet (FAZEKAS 1987). A formációból tengeri fossziliák nem kerültek elő, a rétegsor felső részében talált sporomorphák felső-szkitára utalnak (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 2005). Az egyre erőteljesebben pusztuló, tagolt morfológiájú térszín a triász időszakban a tenger szintje alá süllyedt, s így a Tiszai-egység területén a kontinentális üledékképződést a tengeri üledékképződés váltotta fel (CSÁSZÁR 2005).

3. Mintagyűjtés

A Tiszai-egység magyarországi területén a felső-karbon üledékciklus rétegsora és a permii üledékciklus legidősebb képződményei csak mélyfúrásokból ismertek, ezért munkámban reprezentatív kutatófúrások archivált kőzetanyagát vizsgáltam meg (4–6. ábra), amit a Mecsekérc Környezetvédelmi ZRt. (korábban Mecseki Ércbányászati Vállalat) biztosított a számomra. A mintaválasztás során arra törekedtem, hogy a kiválasztott homokkövek és pélites kőzetek reprezentálják az adott fúrásban feltárt rétegsort, továbbá ne tartalmazzanak érköltéseket, illetve utólagos, a fűrőmagok tárolása során kialakult elváltozásokat.

A Tésényi Homokkő őskörnyezeti viszonyainak pontosításához a Bogádmindszent–1 (Bm–1), a Diósvizsló–3 (Dv–3) és a Siklósbodony–1 (Sb–1) mélyfúrásokból kiválasztott homokkő- és pélitminták (28 minta), valamint a konglomerátum-rétegekből szeparált magmák és metamorf kavicsok (14 minta) összetételét használtam fel. Az Sb–1 fúrásban a korábban 700,0 m-nél feltételezett (JÁMBOR 1998) karbon/perm határ környezetéből (673,0–712,0 m) 16 kőzetminta részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztem el.



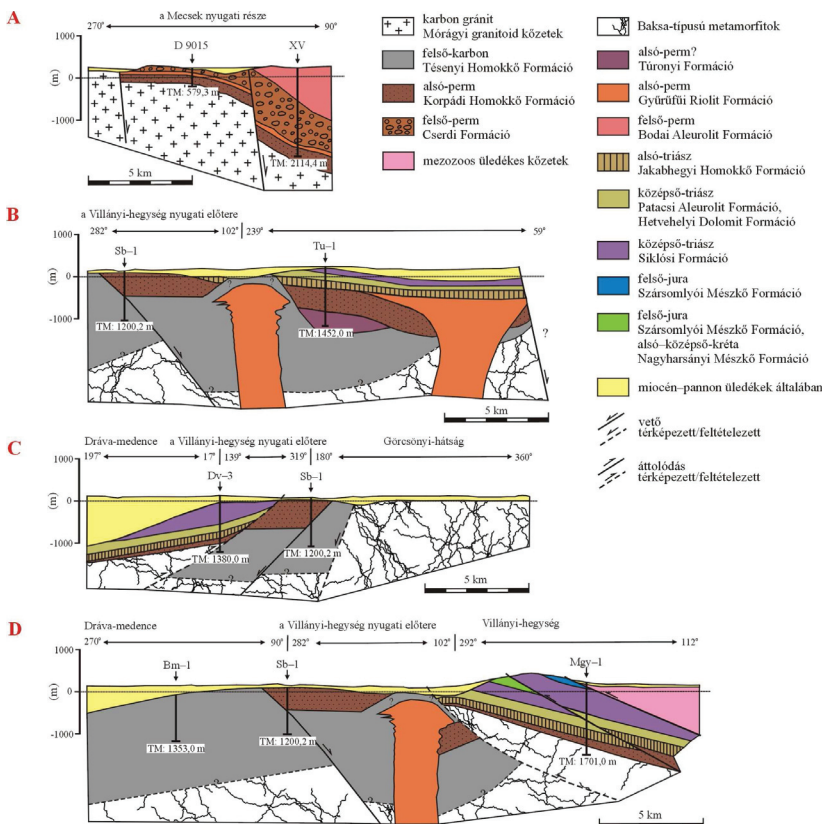
4. ábra

A Mecsek és a Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe (NAGY 1968; CSONTOS et al. 2002, módosítva) a mintagyűjtési helyek feltüntetésével. Az A–D szelvényeket az 5. ábra mutatja be.

Rövidítések: Bm–1: Bogádmindszent–1 fúrás; Dv–3: Diósvizsló–3 fúrás; Sb–1: Siklósbodony–1 fúrás; Tu–1: Túrny–1 fúrás; Mg–1: Máriagyűd–1 fúrás; D 9015: Dinnyebéri 9015 fúrás; IX, X, XIII, XV: szerkezetkutató fúrás; 4709/1, 4747: mélyfúrás

A Túrny Formáció alapszelvényének tekintett Túrny–1 (Tu–1) fúrás 1204,4–1435,6 m közötti

szakaszából 9 pélites kőzetminta, valamint további két – pontos mélységadat nélküli – fűrőmagminta vizsgálatát végeztem el (4–6. ábra).



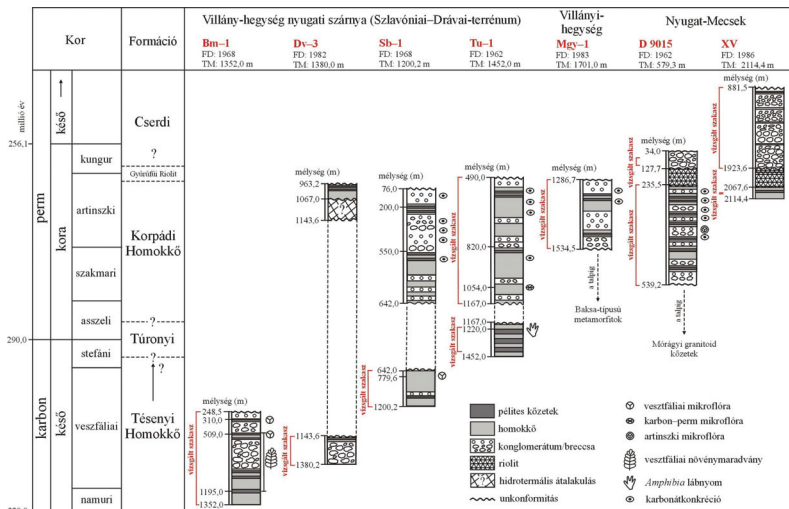
5. ábra

Földtani szelvények a felső-karbon és a permii üledékciklus alsó részét harántoló fúrásokon keresztül VARGA et al. (2007b) alapján, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) és BARABÁSNÉ STUHL (2000, publikálatlan adatok; in: BARABÁSNÉ STUHL 1988a, kiegészítés) szelvényeinek felhasználásával Rövidítések: Bm-1: Bogádmindszent-1 fúrás; Dv-3: Diósvizsló-3 fúrás; Sb-1: Siklóbodony-1 fúrás; Tu-1: Túrony-1 fúrás; Mgy-1: Máriagyűd-1 fúrás; D 9015: Dinnyeberki 9015 fúrás; XV: XV. szerkezetkutató fúrás; TM: talpmélység

A jelenlegi szerkezeti felosztás szerint a Tu-1 fúrás teljes paleozoos rétegsora a Szlavóniai-Drávai-terrénum kifejlődését képviseli, a BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) és BARABÁSNÉ STUHL (2000, publikálatlan adatok) alapján szerkesztett szelvények (5. ábra, B és D szelvény) között azonban – véleményem szerint – ellentmondás van. Az Sb-1 fúrás és a Tu-1 fúrás közötti területen a B szelvény semmilyen szerkezeti elemet nem jelöl, ezzel ellentétben a D szelvény az Sb-1 fúrás és az Mgy-1 fúrás között, a Gyűrűfői Riolit intrúzió közvetlen közelében áttolódást feltételez (erre utal a 4. ábrán bejelölt, feltételezett áttolódás,

ami így „kikerüli” a Tu–1 fúrást). Figyelembe véve a Tu–1 és az Mgy–1 fúrások közötti kis távolságot, illetve azt, hogy a Tu–1 fúrásban a Túronyi Formáció fedőjében tektonikus határral található a Korpádi Homokkő Formáció (BARABÁSNÉ STUHL 1988b), amelyre Villányi-típusú triász rétegsor települ, felvetődik annak a lehetősége, hogy a *B szelvény* nem a valós tektonikai helyzetet tükrözi.

A Korpádi Homokkő rétegsorát harántoló mélyfúrások közül az ásványtani, a közettani és a geokémiai vizsgálatokhoz a Túronyi–1 (Tu–1), a Máriagyűd–1 (Mgy–1), a Dinnyeberki 9015 (D 9015) fúrások és a XV. szerkezetkutató fúrás kőzetanyagából gyűjtöttem reprezentatív mintákat (4. és 5. ábra). Az érvényben lévő szerkezeti felosztás szerint a Tu–1 fúrás (11 minta) a Szlavóniai–Drávai-terrénum területén mélyült; a Mgy–1 fúrás (7 minta) a Kunsági-terrénumban a Villányi-hegység alsó-permi kifejlődését, míg a D 9015 fúrás (8 minta) és a XV. szerkezetkutató fúrás (1 minta) a mecseki rétegsort tárja fel (6. ábra).

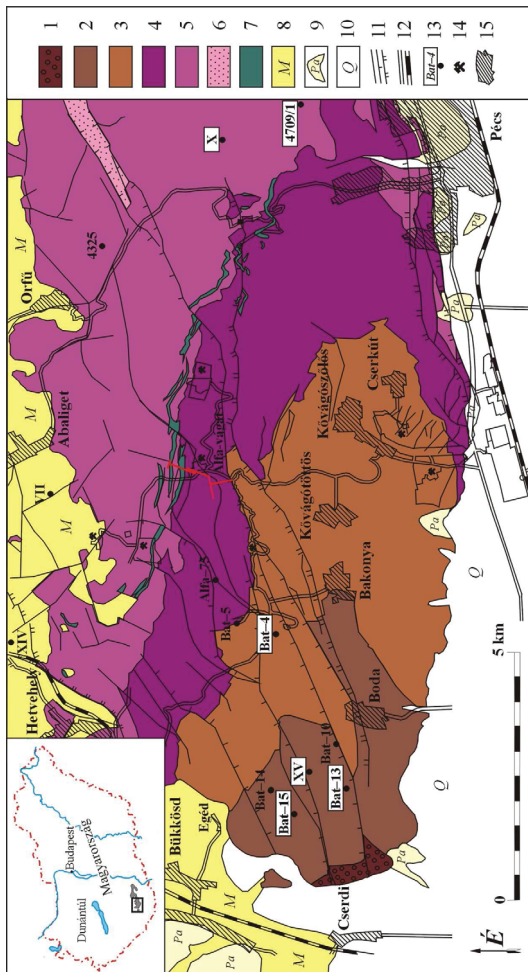


6. ábra

A Tésenyi–Cserdi Formációkat feltáró, legjelentősebb mélyfúrások vázlatos rétegsora a rétegtani kapcsolatok és a vizsgált szakaszok feltüntetésével, VARGA et al. (2007b) alapján módosítva
Rövidítések: FD: a mélyítés dátuma; a további rövidítések azonosak az 5. ábrán jelöltekkel

A Cserdi Formáció mecseki rétegsorát (Kunsági-terrénum) harántoló mélyfúrások közül kutatásomban a D 9015 fúrás (3 minta), valamint a XIII. és a XV. szerkezetkutató fúrások (2, illetve 15 minta) kőzetanyagából gyűjtöttem mintákat (4–6. ábra). A XV. szerkezetkutató fúrásból, a Cserdi és a Bodai Formáció összefogazódásából („átmeneti rétegek”) további 3 minta vizsgálatát végeztem el.

A Bodai Aleurolit Formációból 10 agyagkő (a 4709/1, a Bat-4, a Bat-13 és a Bat-15 jelű fúrásokból, továbbá a X. szerkezeti fúrásból) és 3 homokkő (a 4709/1 fúrásból) komplex ásványtani, közettani és geokémiai vizsgálatát végeztem el (7. ábra). A homokkővek petrográfiai jellemzése további 6 kőzetminta vékonycsiszolatos leírására épült.



7. ábra

A Nyugat-Mecsek egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtési helyekkel a Bodai Aleurolit Formáció telephely jellemzési programja térképeinek felhasználásával (in MÁTHÉ 1998).
Jelmagyarázat: 1: Cserdi Formáció; 2: Bodai Aleurolit Formáció; 3: Kővágószőlői Homokkő Formáció; 4: triász törmelékes kőzetek; 5: triász karbonátok és evaporitok; 6: felső-triász homokkő; 7: alsó-kréta magmatit; 8: miocén üledékes képződmények; 9: pannoniai képződmények; 10: negyedidőszaki képződmények; 11: szerkezeti elemek általában, vető, feltolódás; 12: út, vasút; 13: vizsgált mélyfúrás; 14: felhagyott bánya; 15: település

A felső-permi Kővágószőlői Homokkő Formáció rétegsorát feltáró fúrások közül a Bat-4 (Bakonyai Homokkő: 14 minta; Kővágótöttösi Homokkő: 8 minta) és a 4747 (Cserkúti Homokkő: 1 minta) fúrásokból, továbbá a IX. (Kővágótöttösi Homokkő: 8 minta; „zöld homokkő”: 1 minta; Cserkúti Homokkő: 7 minta) és a X. (Cserkúti Homokkő: 1 minta; Tótvári

Homokkő: 2 minta) szerkezetkutató fúrásokból gyűjtöttem mintákat (4. és 7. ábra).

A Jakabhegyi Homokkő Formáció előzetes jellemzése a X. szerkezetkutató fúrásból (1 minta) és a 4747 fúrásból (6 minta) kiválasztott kőzetek vizsgálatára épült (4. és 7. ábra).

4. Vizsgálati módszerek

4.1. Petrográfiai vizsgálatok

A homokkőminták üledékes közettani jellemzéséhez az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézetének Közzettan–Geokémiai Tanszékén petrográfiai mikroszkópos megfigyeléseket végeztem. A minták közettani osztályozásánál FOLK (1968) kategóriáit alkalmaztam, a vékonycsiszolatok leírásánál PETTJOHN et al. (1972), TUCKER & WRIGHT (1990), TUCKER (1991), GÖTZE & ZIMMERLE (2000) és GARZANTI & VEZZOLI (2003) munkáit vettem alapul. Az uralkodó átlagos szemcseméret alapján a homok szemcsetartományban a következő beosztást használtam: 0,063–0,125 mm között finomszemcsés; 0,125–0,25 mm között aprószemcsés; 0,25–0,5 mm között közpszemcsés; 0,5–1,0 mm között nagyszemcsés; 1,0–2,0 mm között durvaszemcsés homokkővet különítettem el.

4.2. Műszeres vizsgálatok

4.2.1. Röntgen-pordiffrakció (XRD)

A röntgen-pordiffrakciós mérések a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Föld- és Környezettudományi Tanszékén készültek (elemző: RAUSIK Béla és MERÉNYI László). A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel, CuK_α sugárforrással, hajlított grafitegykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítették (csőáram: 40 mA, csőfeszültség: 50 kV, résrendszer: 1° – 1° , goniométer-sebesség: $0,035^\circ/\text{s}$). A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított kőzetmintákból három méréssorozat készült: (1) teljes minta, orientálatlan diffrakciós felvétel, ún. „rázós” mintatartóban; (2) $<2\ \mu\text{m}$ szemcseméretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepitést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; (3) a 2. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül, 80°C -on) követően készített felvételek. A vizes szuszpenziót pipettával vitték fel a mintatartóra, majd szobahőmérsékleten szárították.

Az alapfelvétel szerint kalcitot tartalmazó mintákat a $<2\ \mu\text{m}$ -es frakció vizsgálata előtt 5, illetve 10 tömegszázalékos, szobahőmérsékletű ecetsav-oldattal kezelték. Az Mgy–1 fűrészből származó, az alapfelvétel szerint nehezen oldható karbonátot (dolomit, sziderit) tartalmazó mintákat 24 órán keresztül 40°C -os, 5 v/v%-os sósavoldattal kezelték, ami azonban a teljes kőzet-felvételek alapján a mintában kimutatott rétegszilikátok (pl. illit, muszkovit, kaolinit) szerkezetét csak kis mértékben módosíthatta, mennyiségi viszonyait számottevően

nem írhatta felül. A sósavas kezelést követően a mintákat kétszer desztillált víz hozzáadásával pH=6-ig dekantálták; az ülepítést desztillált vízben, ultrahangos kezelés után végezték.

A földpátok egymáshoz viszonyított arányának becslése a káliföldpát 3,24 Å-nél és az albit 3,19 Å-nél jelentkező, 100-as intenzitású 002,040 csúcsainak, valamint a káliföldpát 4,22 Å-nél, az albit 4,03 Å-nél jelentkező, 61-es, illetve 45-ös intenzitású csúcsainak integrált területe alapján történt. Valamennyi minta jelentős mennyiségű filloszilikátot is tartalmazott, ezért az átfedő csúcsok jelentősen megnehezítették a jelalakok szoftveres felbontását.

A rétegszilikátokat a bázisreflexiók helyzete alapján különítették el. Az illit/szmektit kevert szerkezet szmektit-hányadának meghatározásához ŠRODOŇ (1984) módszerét alkalmazták. A 14 Å-ös, nem expandáló ásványt („kloritot”) tartalmazó mintáknál 450 és 550 °C-os felfűtést, a felfűtött mintákról készített felvétel során finomabb résrendszert és lassabb felvételi sebességet (0,005°/s) alkalmaztak, hogy a klorit 002 csúcsa nagyobb biztonsággal elkülöníthető legyen más fázisok (kaolinit, szerpentinásványok) 7 Å-ös bázisreflexiójától. A rétegek közti tér domináns kationjának meghatározásához a klorit-tartalmú mintákat – szükség szerint – 250, 350, 450, 500, 550 és 640 °C-on hőkezelték, majd a lehűlésig exsikkátorban tárolták (BAILEY 1988). Számos esetben a <2 µm szemcseméretű, ülepített, légszáraz mintákon ÁRKAI (1983, 1991) alapján az illit kristályosságát (IC) szintén meghatározták.

4.2.2. Elektronmikroszkópia

A Tésenyi Homokkő, a Túronyi, a Korpádi Homokkő és a Cserdi Formáció kiválasztott mintáiból a cementásványok (döntően a rétegszilikátok) kiegészítő jellemzésére a Pannon Egyetem Mémnöki Karának Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszékén környezeti pásztázó elektronmikroszkópos (ESEM) vizsgálatok készültek (elemző: ORAVETZ Dezső és RAUCSIK Béla). A szekunder elektronképeket (SEI) Philips XL30 ESEM készülékkel, nagyvákuumú üzemmódban, 25 kV-os gyorsítófeszültséggel készítették. A mintafelület vezetővé tételét katódporlasztással (Balzers SCD020 katódporlasztó) felvitt Au–Pd (10–20 nm) réteggel biztosították. A környezeti szekunder elektronképeken (GSEI) bemutatott ásványok félmenyiségi összetételének meghatározásához – kezeletlen mintafelületen – környezeti üzemmódban, EDAX energiadiszipatív röntgenanalizátorral, 20 kV-os gyorsítófeszültséggel pontanalízist végeztek (a gerjesztési körte mérete ~5 µm átmérőjű gömbi térfogattal közelíthető). A kémiai összetétel tömeg-, illetve atomszázalékos megadásához Albite#4 Amelia (CM Taylor Corp.) albitsztenderdet használták.

A Bodai Aleurolit Formáció kiválasztott homokkőmintáiból a törmelékeny földpátok albitosodásának kiegészítő jellemzésére az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézetének Közettan–Geokémiai Tanszékén tájékoztató jellegű pásztázó

elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatok készültek (elemző: GÁLNÉ SÓLYMOS Kamilla). A visszaszórt elektronképek (BEI) EDAX PV 9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 készülékkel, 15 kV gyorsítófeszültség mellett készültek.

4.2.3. Röntgenfluoreszcens analízis (XRF)

A Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékén (Németország) a röntgenfluoreszcens spektrometriás (XRF) méréseket (a kapott adatokat a táblázatokban **világossárga** színnel emeltem ki) Bruker AXS S4 Pioneer típusú készülékkel, Rh anód alkalmazásával végezték (elemző: Heinrich TAUBALD és PINTÉR Farkas). A törés után achátmozsárban megfelelő finomságúra porított kőzetmintákból a preparátumok készítésekor 1,5000 g mintát 7,5000 g ömlesztőanyaggal keverték össze („Spectromelt Fluxing agent”, Merck A12, dilitium-tetraborát/lítium-metaborát (66:34)), majd az 1200 °C-on történő olvasztást (a „Firm CBR Analyse Service OxiFlux-System” alkalmazásával) követően homogén tablettákat készítettek. A mérési eredményeket a „Traces” szoftverrel értékelték ki, a kalibrációhoz 32 sztenderdet használtak fel (1. táblázat). Az összes Fe mennyiségét Fe_2O_3 formában adták meg. Az izzítási veszteséget („Loss on ignition”, LOI) a porított minta 1000 °C-on, egy órán keresztül történő hevítését követően határozták meg.

1. táblázat
A tübingeni XRF analízis mérési paraméterei

elem	a sztenderdek száma	sztenderd szórás (3σ)	kimutatási határ	a sztenderdek koncentrációja
SiO ₂	30	±0,1367 %	240 ppm	34,46 – 88,2 %
TiO ₂	29	± 0,0149 %	12 ppm	0,01 – 3,78 %
Al ₂ O ₃	30	± 0,1660 %	244 ppm	0,03 – 59,27 %
Fe ₂ O ₃	31	± 0,0569 %	180 ppm	0,08 – 25,70 %
MnO	22	± 22 ppm	5 ppm	0,0 – 0,35 %
MgO	29	± 0,139 %	88 ppm	0,03 – 39,37 %
CaO	32	± 0,0978 %	48 ppm	0,04 – 21,36 %
Na ₂ O	27	± 0,0613 %	75 ppm	0,04 – 6,54 %
K ₂ O	30	± 0,0301 %	24 ppm	0,01 – 1,39 %
P ₂ O ₅	28	± 0,0087 %	14 ppm	0,01 – 1,39 %
Ba	22	± 34 ppm	11 ppm	0 – 4000 ppm
Co	21	± 1,6 ppm	1,6 ppm	1 – 210 ppm
Cr	28	± 12 ppm	3,5 ppm	3 – 2750 ppm
Nb	22	± 6 ppm	3,8 ppm	1 – 270 ppm
Ni	19	± 9 ppm	3,3 ppm	2 – 2040 ppm
Pb	28	± 3 ppm	10,3 ppm	2 – 54 ppm
Rb	31	± 8 ppm	2,9 ppm	0 – 3600 ppm
Sr	27	± 4 ppm	3,0 ppm	0 – 1375 ppm
Th	20	± 2 ppm	5,1 ppm	1 – 180 ppm
V	24	± 5 ppm	2,6 ppm	1 – 527 ppm
Y	23	± 3 ppm	1,8 ppm	0 – 184 ppm
Zn	28	± 10 ppm	3,0 ppm	10 – 1502 ppm
Zr	14	± 12 ppm	8,5 ppm	11 – 780 ppm

A Tésenyi Homokkő Formáció mintáinak (homokkő, szeparált gneisz és vulkanit) fő- és nyomelemösszetételét – korábbi kutatásaimhoz kapcsolódva – a Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén röntgenfluoreszcens spektrometria (XRF) módszerével határozták meg. A mérések Philips PW 2404 típusú készülékkel, vákuum közegben, Rh anód alkalmazásával készültek (analizátorkristályok: LiF200, PE002-C, PX1; detektor: szcintillációs duplex gázátáramlásos; kollimátor: 27 mm, 37 mm). Az XRF vizsgálatokhoz 1,6 g porított mintát 0,4 g bórsav kötőanyaggal és spektráltiszta etil-alkohollal homogenizáltak, majd pasztilláztak. Doktori dolgozatomban a korábban publikált eredmények közül bizonyos minták főelemösszetételét használtam fel (ezeket az adatokat **fényeszöld** színnel emeltem ki), amelyekre a mérések szórása $\pm 1,5\%$.

4.2.4. Neutronaktivációs analízis (NAA)

A Túronyi–Jakabhegyi Homokkő Formációk kiválasztott homokkő és pélites kőzetmintáiból a Sc [0,1 ppm], a Th [0,2 ppm], az U [0,5 ppm] és a Cr [5 ppm] mennyiségét az Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Kanada) neutron aktivációs analízissel (NAA) határozta meg. Abban az esetben, ha az adott minta nyomelemösszetételéről induktív csatolású plazma tömegspektrometria módszerével nem állt rendelkezésemre információ, a Hf [1 ppm], a Ta [0,5 ppm], a La [0,5 ppm], a Ce [3 ppm], a Nd [5 ppm], a Sm [0,1 ppm], az Eu [0,2 ppm], az Yb [0,2 ppm] és a Lu [0,05 ppm] koncentrációját is az NAA-adatsor alapján építettem be a dolgozatomba (a kimutatási határokat szögletes zárójelben adtam meg; a megfelelő táblázatokban ezeket az adatokat **30%-os szürke** színnel emeltem ki).

4.2.5. Induktív csatolású plazma tömegspektrometria (ICP MS)

Az Sb–1 fúrásban a korábban 700,0 m-nél feltételezett karbon/perm határ környezetéből (673,0–712,0 m) származó minták geokémiai vizsgálata során a ritkaföldfémek (RFF) meghatározása ICP MS módszerrel a Bálint Analitika Kft. (Budapest) laboratóriumában történt (a kapott adatokat az adott táblázatban **levendula** színnel emeltem ki).

A Túronyi–Jakabhegyi Homokkő Formációk kiválasztott homokkő és pélites kőzetmintáiból a Zr [0,5 ppm], a Hf [0,5 ppm], a Nb [0,5 ppm], a Ta [0,1 ppm] és a ritkaföldfémek (RFF) meghatározását az Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Kanada) végezte LiBO₂-os feltárással, SO–17 jelű sztenderd alkalmazásával, induktív csatolású plazma tömegspektrometriával (ICP MS; a kimutatási határokat szögletes zárójelben adtam meg). A kimutatási határok a RFF-re a következők: La és Ce: 0,5 ppm; Pr: 0,02 ppm; Nd: 0,4 ppm; Sm: 0,1 ppm; Eu, Gd és Dy–Yb: 0,05 ppm; Tb és Lu: 0,01 ppm. A megfelelő

táblázatokban ezeket az adatokat világostürkiz színnel emeltem ki. Az elemzések reprodukálhatóságát bizonyos minták ismételt (duplikált) mérésével ellenőrizték.

4.3. A sziliciklasztos kőzetek geokémiai vizsgálatának módszertani alapjai

A sziliciklasztos kőzetek teljes kőzet-geokémiai adatainak értelmezési lehetőségeiről doktori kutatásomhoz kapcsolódóan módszertani jellegű tanulmány jelent meg (VARGA 2005), ezért dolgozatomban – terjedelmi okokból – csak a legfontosabb gondolatokra térek ki.

A sziliciklasztos kőzetek (konglomerátumok, breccsák, homokkövek, pélitek) kémiai összetételét több, egymással szoros kapcsolatban álló környezeti tényező befolyásolja, amelyek a légköri és vízcirkuláció összetett folyamatainak, valamint a hőmérséklet változásának hatását tükrözik. Az üledékgyűjtő medencébe jutó törmelékes komponensek minőségét és mennyiségi arányát – a lehordási terület geológiai adottságain túl – uralkodóan a fizikai és a kémiai mállás folyamatai határozzák meg (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982, 1984; FEDO et al. 1995, 1996). A törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetételét azonban a szállítás és a leülepedés módja, valamint hidrodinamikai viszonyai (a szemcsék eltérő átmérőjéből és sűrűségéből adódó különbségek), az üledékgyűjtő medence típusa (lemeztektonikai helyzet) és redox viszonyai, a diagenézis és a metamorfózis is jelentős mértékben módosítja (BHATIA 1985; BAULUZ et al. 2000; WILLAN 2003; ZIMMERMANN & BAHLBURG 2003). Ezek a tényezők együttesen alakítják ki a sziliciklasztos kőzetek kémiai elemzésével nyert geokémiai adatokat, azonban az adott tényező hatására legérzékenyebb elemek kiválasztásával és körütekintő értelmezésével szerepük külön-külön is jellemezhető. A törmelékes kőzetek geokémiai vizsgálata így hatékony eszköze az öskörnyezeti viszonyok lokális és regionális jellemzésének (NESBITT & YOUNG 1982, 1984), az ősmaradványmentes üledékes rétegsorok korrelációjának (PRESTON et al. 1998), valamint – a lehordási terület jellemzésével és a forráskőzetek pontos azonosításával – a lemeztektonikai mozgások modellezésének (HASSAN et al. 1999; WILLAN 2003).

A teljes kőzetmintából meghatározott kémiai összetétel vizsgálata egyre nagyobb szerepet játszik a törmelékes kőzetek modern geokémiai kutatásában, azonban – a szemcsék méretéből adódóan – a durvatörmelékes kőzetek a kémiai vizsgálatok szempontjából inhomogénnek tekinthetők, ezért a konglomerátumok és a breccsák geokémiai vizsgálata szinte kizárólag a szeparált kavics- vagy törmelékanyag kémiai elemzésére korlátozódik (FLOYD et al. 1991; VARGA et al. 2003, 2007b; NODA et al. 2004). A geokémiai vizsgálatok így elsősorban homokkövekre, aleurolitokra és agyagos kőzetekre összpontosulnak.

A törmelékes kőzetek kémiai összetételét jellemző geokémiai adatok értelmezésekor egyrészt az azonos rétegsorhoz (formációhoz) tartozó minták, másrészt a különböző

lelőhelyekről, illetve különböző földtani képződményekből származó sziliciklasztos kőzetek teljes kémiai összetételét hasonlítjuk össze. A kapott eredmények széleskörű alkalmazhatósága, továbbá általános érvényű genetikai következtetések (pl. a lehordási terület közettani felépítésének jellemzése, ökoszervezeti viszonyok rekonstrukciója stb.) levonása érdekében ehhez az összehasonlításhoz tudományosan megalapozott és a nemzetközi üledékes geokémiai gyakorlatban elterjedt viszonyítási alapra van szükségünk.

A finomszemcsés törmelékes kőzetek átlagos kémiai összetételét jelző referenciaként az archaikum utáni ausztráliai agyagpala (PAAS, „post-Archean Australian average shale”) átlagos összetételét használtam (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001). A tömegszázalékban megadott teljes kőzetösszetétel véges (zárt) összeg hatása miatt, továbbá az immobilis nyomelemek és az Al_2O_3 koncentrációja közötti lineáris korreláció hatásának kiküszöbölésére a PAAS-hez viszonyított, Al-normált dúsulási tényezőket (E_x^*) határoztam meg (HASSAN et al. 1999). Ez valamely X elemre a következő képlet szerint adható meg: $E_x^* = (C_{x\text{minta}}/C_{\text{Alminta}})/(C_{x\text{PAAS}}/C_{\text{AlPAAS}})$, ahol C_x az adott elem koncentrációja, C_{Al} az Al koncentrációja. A homokkővek elemeloszlásának értelmezésekor – illómentes összetételi adatokkal – a felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételét (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) szintén felhasználtam. A vizsgált kőzetek RFF-koncentrációit kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált értékek alapján hasonlítottam össze.

5. Tésenyi Homokkő Formáció

A felső-karbon Tésenyi Homokkő Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) törmelékes rétegsorának részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát korábbi kutatásaim – tudományos diákköri és diplomamunka (VARGA 2000, 2002) – keretein belül végeztem el, valamint a legfontosabb eredményeket publikáltam (VARGA et al. 2001, 2002, 2003). Ezek a vizsgálatok elsősorban a Bogádmindszent–1, a Diósvizsló–3, a Siklósbodony–1, valamint a Téseny–3–7 fúrások kőzetanyagának feldolgozására épültek.

Doktori kutatásaim során az Sb–1 fúrásban a bizonyítottan karbon képződmények feletti – vitatott rétegtani besorolású – vörös törmelékes képződmények vizsgálatát céloztam meg, ezért a feltételezett karbon–perm határ archivált mintáinak (673,0–712,0 m) részletes feldolgozását végeztem el (VARGA et al. 2004). A rendelkezésre álló új adatok segítségével a Tésenyi Homokkő Formáció törmelékes kőzeteinek kialakulásakor uralkodó ökoszisztémái (lehordási terület, éghajlat, diagenézis) feltételeket szintén pontosítottam (VARGA & SZAKMÁNY 2004; VARGA et al. 2007a, 2007b).

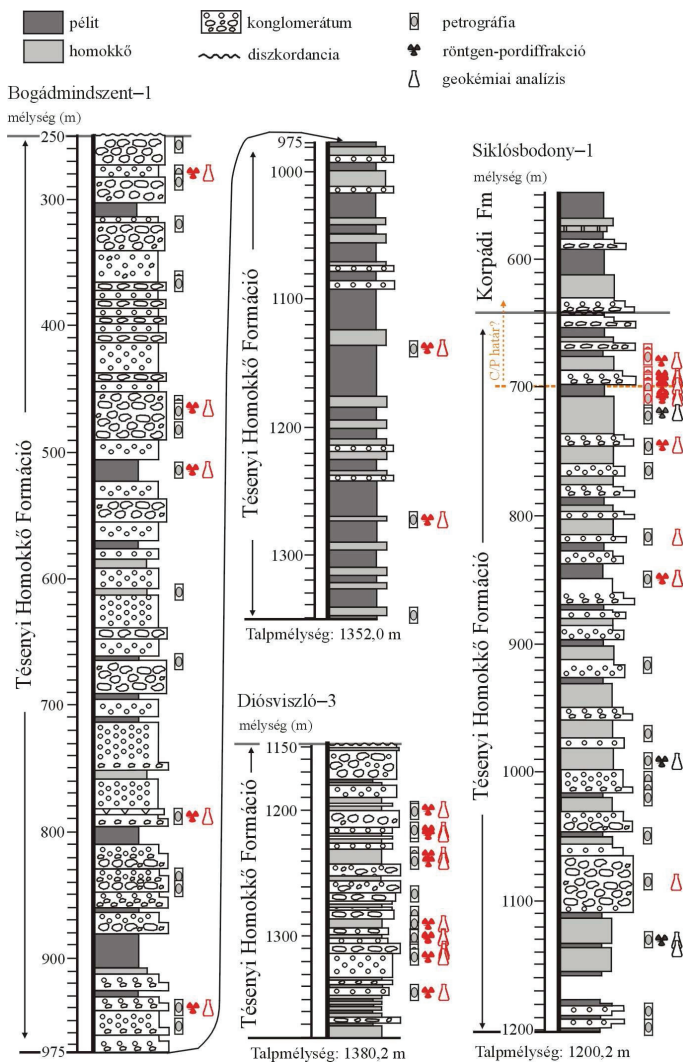
5.1. A Siklósbodony–1 mélyfúrás feltételezett karbon/perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői

A Villányi-hegység északi előterének nyugati részén a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) 1968-ban mélyítette a Siklósbodony Sb–1 mélyfúrást (8. ábra). A korábban elfogadott álláspont alapján a permi képződmények – a karbon Tésenyi Homokkő Formáció fedőjében – a Korpádi Homokkő Formációba tartoznak, továbbá a tektonikus jellegű karbon/perm határ 700,0 m mélységben található (JÁMBOR 1998).

5.1.1. A petrográfiai vizsgálat eredménye

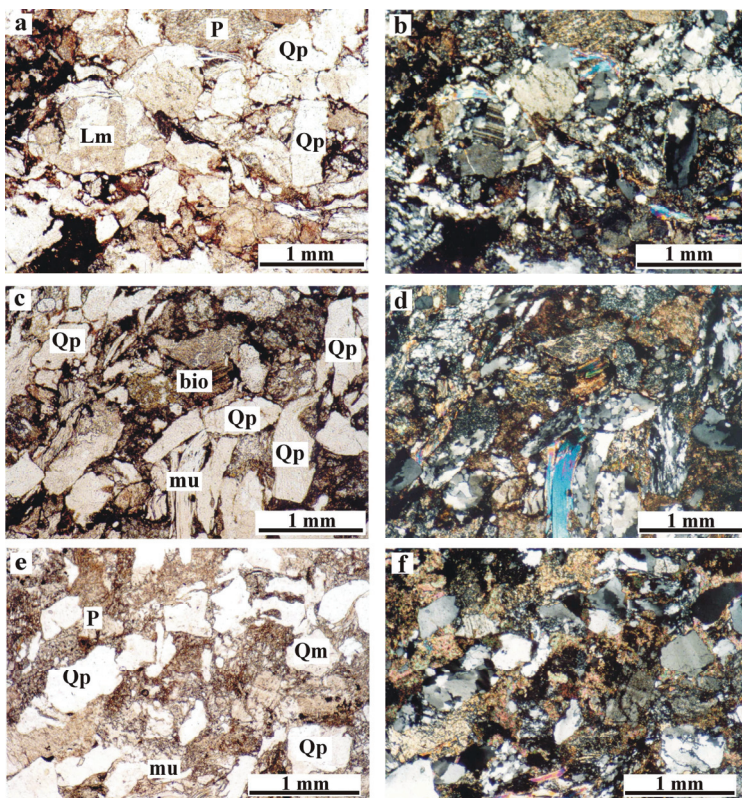
Az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományából vizsgált homokkővek általános jellemzője a közepes–rossz osztályozottság (9. ábra). A 697,0 m feletti mélységből származó minták döntően lila, lilászörös színűek, a feltételezett karbon/perm határ közvetlen környezetéből és a nagyobb mélységből származó kőzetek tarka, átmeneti jellegű követően zöldesszürke színűek. A törmelékszemcsék döntően szögletesek, gyengén koptatottak, alárendelten néhány kerekített, többszörös áthalmozásra utaló monokristályos kvarc (Qm) is előfordul. A szemcsék rendszerint pontszerűen vagy vonal mentén érintkeznek, azonban szutúrás szemcsehatárok szintén megfigyelhetők. A mátrix mennyisége változó, a szemcseméret csökkenésével és az agyagfrakció mennyiségének növekedésével a

homokkövek fokozatos átmenete figyelhető meg a wacke jelleg felé. A cementet az oxidált, lilásvörös kőzetekben uralkodóan hematit alkotja, azonban az agyagásványok (illit/szericit), a klorit és a karbonátásványok szerepe is jelentős.



8. ábra

A Tésényi Homokkő Formáció egyszerűsített rétegsora a bemutatott fúrásokban a mintavételi pontok és az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével (FÜLÖP 1994 alapján, módosítva), a dolgozatban szereplő adatoknak megfelelő jeleket piros színnel emeltem ki



9. ábra

Rosszul osztályozott homokkővek az Sb–1 fúrásból. a–b) 689,3–690,0 m (1N és +N); c–d) 692,0–693,5 m (1N és +N); e–f) 702,0–708,0 m (1N és +N)

Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; Lm: metamorf közettörmelék;

P: plagioklász; mu: muszkovit; bio: biotit

Az Sb–1 fúrás tanulmányozott szakaszának homokkövei legnagyobb mennyiségben sok alkristályból álló polikristályos kvarcot (Qp) tartalmaznak, amelyek között unduláló kioltású, megnyúlt, szutúrásan érintkező és egyensúlyi kristályosodásra utaló (poligonális) változatok egyaránt gyakoriak. A monokristályos kvarc (Qm) mennyisége elhanyagolható. További ásványtörmelékként változó mennyiségben plagioklász, káliföldpátot, muszkovitot és kloritosodó biotitot figyelhetünk meg (9. ábra). Az általában üde, vagy gyengén szericitesedett plagioklással ellentétben a helyenként peritites káliföldpátzemcsék erőteljesen átalakultak (szericitesedés, illetve agyagásványosodás), így több esetben csak a pseudomorfozájuk ismerhető fel. A közettörmelékek mennyisége jelentős, anyaguk döntően

instabilis, metamorf eredetű (Lm), amelyek szövete granoblasztos (kvarc, plagioklász) vagy lepido-granoblasztos (kvarc±plagioklász±muszkovit±biotit). Alárendelten finomszemcsés homokkő törmelék (Ls), valamint savanyú vulkanit fragmentum (Lv) szintén azonosítható, amely kevés és ritkán előforduló porfíros elegyrész tartalmaz. A homokkővekben az akcesszóriák mennyisége alárendelt, csiszolatonként néhány szemcse formájában idiomorf, kissé nyúlt cirkon; idiomorf, étetett felszínű rutil; továbbá kisméretű, koptatott, nyúlt, zöld-sárgászöld pleokroizmusú turmalin fordult elő.

Az Sb-1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományát képviselő osztályozatlan – esetenként irányított szövetű – ortokonglomerátum mintákban önálló ásványként kvarc, plagioklász, káliföldpát, törmelékes csillám (elsősorban muszkovit, továbbá kifakult, néha kloritosodott biotit), valamint ritkán akcesszóriák fordulnak elő (cirkon, apatit). A kavicsanyag csaknem kizárólag metamorf eredetű kőzet- és ásványtörmelék szemcsékből áll (kvarcit; kvarc-albitpala; kvarc-albit-muszkovitpala; finomszemcsés, kis metamorf fokú pala; fillit-agyagpala; milonit; durvaszemcsés ortogneisz), azonban alárendelt mennyiségben vulkáni eredetű, porfíros szövetű, teljesen átalakult kavicsok szintén elkülöníthetők. Ezekben fenokristályként karbonátos-agyagos földpát utáni pszeudomorfózák, kisebb méretű kvarckristályok, valamint opakásványokból álló halmazok fordulnak elő.

A közettani összetétel alapján az Sb-1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki közettani határ, a vizsgált képződmények lehordási területe egységes, uralkodóan kvarcdús metamorf kőzetek lepusztulásából származnak.

5.1.2. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye

Az Sb-1 fúrásban – a teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva – a kvarc és a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) uralkodó részaránya jellemzi a vizsgált kőzetanyagot (2. táblázat). Általánosan előforduló járulékos elegyrész a földpát (albit-gazdag plagioklász). A feltételezett karbon/perm határ közvetlen környezetéből (697,0–702,0 m) és a fiatalabb képződményekből (673,0–697,0 m) származó pélites mintákban a hematit szintén lényeges elegyrész, míg a homokkővekben csupán kis mennyiségben jelenik meg. A fúrás 702,0 m feletti törmelékes kőzeteinek alapfelvételein járulékos és mellékes elegyrészként klorit±szmektit azonosítható; továbbá néhány minta kimutatható mennyiségű karbonátot (kalcit±dolomit) is tartalmaz. A 702,0 m alatti szakaszból vizsgált minták – a kvarc, a 10 Å-ös fázis és az albit mellett – kis mennyiségben kloritot vagy berthierint tartalmaznak, továbbá az orientálatlan felvételeken szmektit, valamint egy mintában hematit jelenik meg (2. táblázat).

2. táblázat

A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 µm-es frakció fémennyiségi összetétele

Sb-1 (m)	a teljes kőzetminták ásványos összetétele		a <2 µm-es frakció fémennyiségi összetétele				ill/sm (<2 µm)	
	uralkodó ásványok	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	be	ill/sm	exp	IC
			%				%	2θ°
673,0–684,0 /b	q, ill±mu, he	ab, chl, sm	80	15	–	5	10–20	0,84
685,0–689,3	q, ill±mu, he	ab, chl, sm, cc, do (?)	80	10	–	5	10–20	0,79
689,3–690,0	q, ill±mu	ab, chl, sm, he, cc, do (?)	70	25	–	5	10–20	0,74
692,0–693,5	q, ill±mu	ab, chl, sm, he, cc, do (?)	75	15	–	10	10–20	0,98
694,0–697,0	q, ill±mu, he	ab, chl, sm	80	5	–	15	10–20	0,80
697,0–702,0	q, ill±mu, he	ab, chl, sm	95	–	5	ny	<10	0,80
697,0–702,0 /b	q, ill±mu, he	ab, chl, sm	95	–	5	ny	<10	0,83
697,0–702,0 /e	q, ill±mu, he	ab, chl, sm	95	–	5	ny	<10	0,86
702,0–708,0 /a	q, ill±mu	ab, chl, sm	50	45	5	–	–	0,80
708,0–712,0 /d	q, ill±mu	ab, be (?), sm	70	–	30	ny	<10	0,76

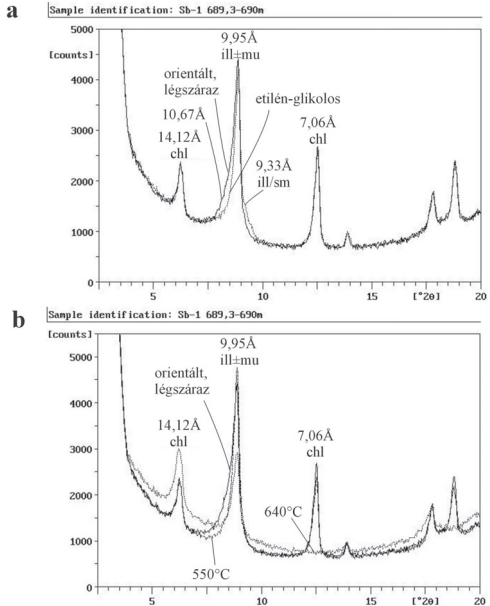
Rövidítések: q: kvarc; ill±mu: illit±muskovit; he: hematit; ab: albit; chl: klorit; sm: szmektit; cc: kalcit; do: dolomit; be: berthierin; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; ka: kaolit; exp: duzzadóképes hányad; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

10. ábra

A vizsgált minták <2 µm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai (689,3–690,0 m). Rövidítések: ill±mu: illit±muskovit; chl: klorit; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; 550 °C: 550 °C-os hőkezelést követő felvétel; 640 °C: 640 °C-os hőkezelést követő felvétel

A vizsgált minták <2 µm-es frakcióját változatos arányban az illit±muskovit, a klorit, a berthierin és az illit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát alkotja, azonban minden mintában az illit±muskovit százalékos aránya a legnagyobb (10. ábra). A feltételezett karbon–perm határ feletti képződményekből (673,0–697,0 m) származó kőzetek <2 µm-es frakciójában 5–25% klorit mutatható ki (2. táblázat). A fázis 7

Å-ös reflexiója a hőkezelés során 640 °C-on omlott össze, ami termikusan stabil, Mg-dús kloritra utal (10. ábra, b). A feltételezett határ alatti minták közül egy tartalmaz jelentős mennyiségű kloritot (702,0–708,0 m /a), amely hasonló termikus viselkedésű. A 700,0 m feletti minták <2 µm-es frakciójának másik jellegzetes alkotója az illit/szmektit kevert



szerkezetű agyagásvány. ŠRODOŇ (1984) módszerét és nevezékát alkalmazva, a reflexiók elmozdulása I/S-, illetve I/SII-rendezett közberetégzésű, 10–20% duzzadó komponenset tartalmazó fázisra utal (10. ábra, a). Ez a fázis a fűrés idősebb képződményeiben visszaszorul, azonban a feltételezett karbon/perm határ közvetlen környezetéből (697,0–702,0 m) származó három mintában, valamint a 708,0–712,0 m mélységtartományból származó homokkőben az etilén-glikolos kezelés hatására még megfigyelhető kismértékű változás a 10 Å-ös csúcs jelalakjában. Elfogadva a ŠUCHA et al. (1993) által közölt hőmérsékleti adatokat, az Sb–1 fűrés mintáiban – törmelékes eredetű kiindulási anyagot feltételezve – a szmektit illitesedésének 80–90%-os mértéke 120–180 °C-os felfűtésnek felel meg.

Az Sb–1 fűrés rétegsorában feltételezett karbon/perm határ jellegének pontosítását, valamint a diagenitikus átalakultsági fok jellemzését a Kübler-index értékének meghatározása szintén elősegítheti. A vizsgált szakaszon belül a Kübler-indexek a mélységtől függetlenül 0,70–0,98 \varnothing közötti értéket vesznek fel (2. táblázat), azaz egységesen a diagenitikus tartományt jelzik, továbbá nem utalnak tektonikus vagy eróziós diszkordanciára.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat adatai alapján az Sb–1 fűrés 673,0–712,0 m közötti mélységtartományából származó kőzetek uralkodó ásványai azonosak, a mennyiségi arányokban megfigyelhető különbséget elsősorban a minták eltérő szemcsemérete alakította ki (2. táblázat). Jelentősebb ásványtani különbség a minták hematit- és karbonáttartalmában, valamint <2 μ m-es frakciójának összetételében mutatkozik. Figyelembe véve a makroszkópos megfigyelések tapasztalatait (közetszín, szervesanyagtartalom), ez elsősorban az üledékképződési, illetve a diagenitikus környezet redox viszonyaival hozható kapcsolatba, így a feltételezett karbon/perm határ kijelölését nem indokolja.

5.1.3. A geokémiai vizsgálat eredménye

Az Sb–1 fűrés 673,0–712,0 m szakaszából származó pélite- és homokkőminták felső kontinentális kéreg (FKK) összetételére (McLENNAN 2001) normált főelemkoncentrációi nem mutatnak határozott mélységfüggő változást (11. ábra, a), azonban a szemcseméret és a karbonáttartalom jelentősen befolyásolja a kőzetek kémiai összetételét (3 és 4. táblázat).

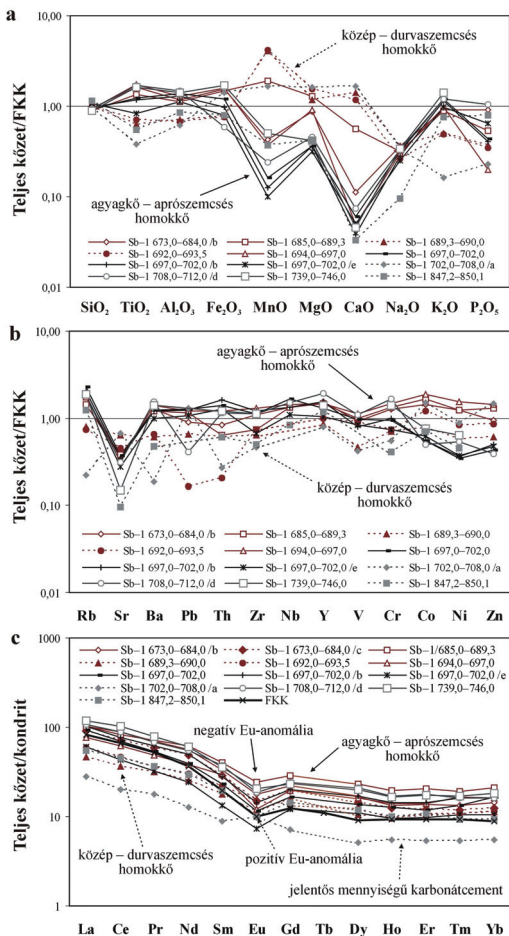
A vizsgált kőzetek SiO₂-koncentrációja az FKK átlagához nagyon hasonló, de – két minta kivételével – annál valamivel kisebb érték. A TiO₂-, az Al₂O₃-, a Fe₂O₃-, a K₂O- és a P₂O₅-koncentrációja a pélite mintákban többnyire meghaladja a homokgazdag mintákban mért koncentrációkat, továbbá az FKK összetételére jellemző értékeket. Ez a különbség egyértelműen a szemcseméret módosító hatását tükrözi, amit a kvarc „felhígító” tulajdonságán keresztül az aleurolit-aprószemcsés homokkő és a durvaszemcsés homokkő eltérő ásványos összetétele okoz (McLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995; VARGA 2005).

11. ábra

Az Sb-1 fűrásból származó pélite- és homokkőminták felső kontinentális kéreg (FKK) becslült összetételére (McLENNAN 2001) normált főelem- (a) és nyomelem- (b) koncentrációi, valamint kondritra (TAYLOR & McLENNAN 1985) normált ritkaföldfém-összetétele (c). Összehasonlító minták a Tésenyi Homokkő Formációból: 739,0–746,0 és 847,2–850,1 m; VARGA et al. (2001).

Jelmagyarázat: folytonos vonal: közép–durvaszemcsés homokkő; szaggatott vonal: agyagkő–aprószemcsés homokkő

Ezzel párhuzamos a fizikai osztályozódás szerepe, hiszen a nehézsaványok (pl. rutil, apatit) és a rétegszilikátok (elsősorban illit+muskovit, biotit és klorit) a finomabb szemcseméretű frakcióban dúsulnak, amely a TiO_2 , az Al_2O_3 , a Fe_2O_3 , a K_2O és a P_2O_5 koncentrációjának növekedését idézi elő (McLENNAN et al. 1990; BAULUZ et al. 2000; VARGA 2005). A MnO mennyiségében a legtöbb mintában negatív anomáliát figyelhetünk meg, azonban ez a főelem négy mintában – három a feltételezett karbon–perm határ feletti, egy az alatti szakaszból származik – jelentős mennyiségű (11. ábra, a). Ezekben a mintákban kiugróan nagy a MgO és a CaO koncentrációja, továbbá az izzítási veszteség értéke, ezért nagy valószínűséggel a MnO koncentrációját a karbonáttartalom (kalcit és dolomit) határozza meg (3. táblázat). A karbonátszegény mintákban a főelemek közül a MgO és a CaO mennyiségében, továbbá valamennyi minta Na_2O -koncentrációjában jelentős mértékű negatív anomáliát figyelhetünk meg (11. ábra, a), amely kialakításában döntően a kémiai mállás elemobilizáló hatása játszhatta a legnagyobb szerepet (VARGA et al. 2002; VARGA 2005).



3. táblázat

Az Sb–1 fúrásból származó pélit- és homokkőminták fő- és nyomelemösszetétele (673,0–712,0 m)

mélység (m)	673,0– 684,0 /b	685,0– 689,3	689,3– 690,0	692,0– 693,5	694,0– 697,0	679,0– 702,0	679,0– 702,0 /b	679,0– 702,0 /e	702,0– 708,0 /a	708,0– 712,0 /d	FKK
SiO ₂	62,5	59,1	64,4	66,5	61,0	62,1	65,1	70,9	63,1	61,5	66,0
TiO ₂	1,12	0,91	0,43	0,49	1,19	0,84	0,80	0,56	0,26	1,16	0,68
Al ₂ O ₃	17,9	17,1	10,8	10,2	19,4	21,1	19,8	17,1	9,3	22,6	15,2
Fe ₂ O ₃	7,75	7,46	3,87	3,84	7,99	6,03	4,93	3,99	7,04	2,99	5,03
MnO	0,03	0,15	0,33	0,33	0,03	0,01	0,01	0,01	0,13	0,02	0,08
MgO	1,90	2,81	2,61	3,44	1,99	0,80	0,80	0,70	3,61	1,00	2,20
CaO	0,47	2,34	5,97	4,98	0,21	0,25	0,16	0,21	7,05	0,31	4,20
Na ₂ O	1,41	1,24	1,40	1,03	1,17	1,24	1,09	0,97	1,33	1,29	3,90
K ₂ O	3,11	3,02	1,70	1,66	3,29	4,06	3,87	3,35	0,55	4,09	3,40
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,06	0,05	0,03	0,07	0,06	0,10	0,03	0,16	0,15
LOI	3,70	6,33	7,17	8,27	3,97	3,84	3,43	3,06	8,12	4,25	
Total	100,03	100,54	98,74	100,79	100,27	100,34	100,05	100,95	100,52	99,37	
Rb	162	159	89	83	196	254	229	205	25	208	112
Sr	128	132	223	158	122	129	121	97	233	110	350
Ba	691	661	332	357	764	680	662	548	103	847	550
Pb	15	20	11	<KH	20	22	21	18	22	<KH	20
Th	9	7	7	2	13	15	17	14	3	12	11
Zr	207	139	121	141	245	212	230	126	88	212	190
Nb	16	16	<KH	<KH	17	20	16	13	<KH	18	12
Y	34	33	19	22	32	29	34	23	18	43	22
V	98	105	50	96	119	104	86	89	45	117	107
Cr	105	110	58	62	121	79	83	61	46	139	83
Co	24	29	13	21	32	9	9	11	26	8	17
Ni	54	54	25	37	68	15	16	17	38	23	44
Zn	68	92	43	61	103	31	36	33	105	28	71

Rövidítések: LOI: izzítási veszteség; FKK: felső kontinentális kéreg (McLENNAN 2001); KH: kimutatási határ

A nyomelemek koncentrációja és a rétegtani helyzet között sem ismerhető fel szabályszerű összefüggés. A Ba-, a Th-, a Zr-, az Y-, a Cr-, a Co-, a Ni- és a Zn-koncentráció az FKK összetételéhez közeli; a Rb- mennyisége általában nagyobb, a Sr, az Pb és a V mennyisége többnyire kevesebb, mint az FKK összetétele jellemző koncentráció (4. táblázat). A pélitgazdag kőzetek nyomelemtartalma általában meghaladja a homokkővekben mért koncentrációkat (11. ábra, b). A Rb és a Ba koncentrációja jól korrelál a K₂O mennyiségével, amely arra utal, hogy ezek az elemek az alkáliföldpátokban és a K-gazdag rétegszilikátokban fordulnak elő (McLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995; BAULUZ et al. 2000). Az Sb–1 fúrás vizsgált rétegsorában a Sr-koncentráció a CaO mennyiségével párhuzamosan változik, arányát – a bázisos és neutrális plagioklászok hiányában – a karbonáttartalom határozza meg.

Az Sb–1 fúrás feltételezett karbon/perm határképződményeinek kondritra (TAYLOR & McLENNAN 1985) normált ritkaföldfém (RFF)-összetétele a – 702,0–708,0 m mélységek között származó minta kivételével – a FKK összetételéhez hasonlít (11. ábra, c). A RFF-ek kondritra normált összetétele frakcionált, a könnyű RFF-ek gazdagodásával és a nehéz RFF-ek közel azonos mennyiségével jellemezhető, amelyhez negatív Eu-anomália társul. A finomszemcsés

közetek összes RFF-tartalma (Σ RFF) nagyobb, mint a homokköveké (4. táblázat), ami arra utal, hogy a RFF-eket hordozó ásványok az agyagfrakcióban dúsulnak.

4. táblázat

Az Sb–1 fúrásból származó pélit- és homokkőminták ritkaföldfém-összetétele (673,0–712,0 m)

mélység (m)	673,0– 684,0 /b	673,0– 684,0 /c	685,0– 689,3	689,3– 690,0	692,0– 693,5	694,0– 697,0	697,0– 702,0	697,0– 702,0 /b	697,0– 702,0 /c	702,0– 708,0 /a	708,0– 712,0 /d	FKK
La	37,9	33,0	37,9	16,9	21,4	28,1	34,4	37,5	22,2	10,4	39,5	30
Ce	84,6	68,6	78,2	35,1	43,9	59,8	66,8	72,7	40,9	19,1	84,8	64
Pr	9,5	8,02	9,68	4,29	4,84	6,69	7,33	8,57	4,39	2,46	9,42	7,1
Nd	39,7	34,3	43,5	18	21,3	27,5	28,1	35,8	17,2	9,12	39,4	26
Sm	7,63	6,68	9,35	4,13	5,11	6,77	5,38	6,52	3,11	2,06	8,54	4,5
Eu	1,56	1,3	2,12	0,99	1,29	1,05	1,01	1,24	0,63	0,85	1,62	0,88
Gd	6,8	5,99	8,85	4,83	4,16	6,03	5,08	6,08	3,68	2,21	7,48	3,8
Dy	6,28	5,42	8,81	4,01	4,59	6,19	5,23	6,51	4,15	1,94	7,93	3,5
Ho	1,13	1,05	1,65	0,83	0,82	1,2	1,07	1,22	0,81	0,47	1,43	0,8
Er	3,38	3,01	5,09	2,55	2,65	3,52	2,96	3,56	2,45	1,33	4,42	2,3
Tm	0,47	0,42	0,68	0,38	0,38	0,59	0,47	0,57	0,37	0,19	0,58	0,33
Yb	3,58	3,05	5,21	2,77	2,86	3,98	4,08	3,97	2,58	1,35	4,04	2,2
La _N /Sm _N	3,13	3,11	2,55	2,58	2,64	2,61	4,02	3,62	4,49	3,18	2,91	4,20
La _N /Yb _N	7,15	7,31	4,92	4,12	5,06	4,77	5,70	6,38	5,81	5,21	6,61	9,21
Gd _N /Yb _N	1,54	1,59	1,38	1,41	1,18	1,23	1,01	1,24	1,16	1,33	1,50	1,40
Σ RFF	203	171	211	95	113	151	162	184	102	51	209	146
Eu/Eu*	0,66	0,63	0,71	0,68	0,85	0,50	0,59	0,60	0,57	1,22	0,62	0,65

Rövidítések: FKK: felső kontinentális kéreg (McLENNAN 2001); Eu/Eu*=Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}

A 702,0–708,0 m mélységközből származó, eltérő geokémiai viselkedésű minta kondritra normált RFF-összetétele szintén frakcionált, azonban határozott pozitív Eu-anomáliát mutat, továbbá a Σ RFF értéke a vizsgált rétegsorban a legkisebb (4. táblázat). A közettani vizsgálatok szerint ez a nagyszemcsés homokkő jelentős mennyiségű karbonátcementet tartalmaz, amely – a CaO és a Sr kiugró mennyiségén túl – pozitív Eu-anomáliát idézett elő (11. ábra, c).

A bemutatott geokémiai bélyegek alapján az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki geokémiai határ, az adott szakaszt képviselő minták kémiai összetételének változatosságát döntően a szemcseméretben és a karbonáttartalomban megfigyelhető különbségek alakították ki. A minták fő- és nyomelemösszetétele a Tésenyi Formáció kőzetanyagának jellemzőivel párhuzamosítható (11. ábra).

5.1.4. Az eredmények értelmezése, következtetések

Az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki ásványtani, közettani vagy geokémiai határ, a vizsgált képződmények lehordási területe egységes, uralkodóan kvarcdús metamorfitek lepusztulásából származik. Az adott szakaszt képviselő minták ásványtani (<2 μ m-es frakció összetétele) és kémiai összetételében tapasztalt kis

eltéréseket a szemcseméretben, a karbonáttartalomban és az üledékképződési, illetve a diagenetikus környezet redox viszonyaiban megfigyelhető különbségek alakították ki. A Korpádi Homokkő Formáció és a Tésényi Homokkő Formáció határának megvonása a fúrás 700,0 m-es mélységében ezért litológiai alapon megalapozatlan.

Az Sb-1 fúrás vizsgált szakaszának ásványtani és közettani kifejlődése eltér a Mecsek-hegység és környezete területén ismert paleozoikumi üledékes rétegsorok összetételétől, amelyre FAZEKAS (1969) is felhívta a figyelmet. A mélyfúrásokból ismert Korpádi Homokkő Formáció törmelékanyaga általában éretlen, változékony összetételű, jelentős mennyiségű gránit-, gneisz-, kvarcit- és vulkanitszemcsét tartalmaz (FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A Tésényi Homokkő Formációt harántoló további mélyfúrások (Tésény-2-7, Bm-1, Dv-3) litológiai és geokémiai bélyegei szintén eltérnek az Sb-1 fúrás bizonyítottan felső-karbon szakaszának jellegzetességeitől (VARGA et al. 2001; VARGA 2002; VARGA et al. 2003).

Elfogadva BARABÁSNÉ STUHL (1988b) következtetését, amelyet LACZÓ (in BARABÁSNÉ STUHL 1988b) vitrint-reflexió adataival és GÓCZÁN (in BARABÁSNÉ STUHL 1988b) mikropaleontológiai eredményével támasztott alá, az Sb-1 fúrásban harántolt karbon/perm határ valószínűleg tektonikus. Az így feltételezett jelentős üledékhézagnak, amely két formációt (litosztratigráfiai egységet) választ el, a litológiai összetételben is tükröződni kell. Az Sb-1 fúrás teljes rétegsorának részletes ásványtani és közettani feldolgozásakor FAZEKAS (1969) 642,0 m mélységben ismert fel olyan éles litológiai különbséget, amely a törmelékes képződményeket két eltérő lehordási területű szakaszra bontotta. Az itt kijelölhető litológiai határ feletti képződmények összetétele megfeleltethető a Korpádi Formáció definíciójában megadott kritériumoknak. A 642,0–1200,2 m mélységtartományban megfigyelhető törmelékanyag egységes, uralkodóan metamorf kőzetek lepusztulási termékét tartalmazza. Ebből a szakaszból került elő a felső-karbon kort jelző szegényes sporomorpha mikroflóra, így ez a mélységtartomány párhuzamosítható a Tésényi Homokkő Formációval. Ez a litosztratigráfiai bontás nincs ellentmondásban a korábbi vitrint-reflexió adatokkal, hiszen az 500 m ($R_0=2,46\%$) és a 820 m ($R_0=3,35\%$) közötti szakaszból nem áll rendelkezésre mérési adat (BARABÁSNÉ STUHL 1988b), így ez alapján a határ az 500–820 m mélységtartományon belül húzódik. Az Sb-1 fúrás törmelékes rétegsorának javasolt rétegtani besorolásával szükségtelenné válik a 700,0 m feletti, metamorf lehordási területről származó sziliciklasztos rétegeket a Korpádi Homokkő Formáció alsó (Siklóbodonyi Homokkő; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998) tagozataként elkülöníteni.

A bemutatott vizsgálati eredmények és az elemzett publikációk alapján az Sb–I fűrésban harántolt, a Korpádi Homokkő Formáció és a Tésényi Homokkő Formáció közötti litosztratigráfiai határ – tektonikus jelleggel – 642,0 m mélységben jelölhető ki.

5.2. A Tésényi Homokkő Formáció lehordási területének öskörnyezeti viszonyai

A lehordási terület közetének lepusztulása és a törmelékiszemcsék szállítódása során a felszíni mállás elsősorban a törmelékes kőzet alkálifém- és alkáliföldfém-tartalmát befolyásolja. A CaO , a Na_2O , a K_2O és az Al_2O_3 (a terrigén frakcióhoz kötődő immobilis elem) moláris mennyiségének felhasználásával így lehetőség nyílik a forrásterület öskörnyezeti, illetve paleomállási viszonyainak jellemzésére (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982, 1984, 1989; FEDO et al. 1995, 1996; VARGA 2005).

A kémiai mállás mértékének számszerűsítésére legszélesebb körben a NESBITT & YOUNG (1982) által bevezetett CIA-index („Chemical Index of Alteration”) terjedt el, ami a következő képlet szerint számolható ki: $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (moláris mennyiségekre), ahol a CaO^* csak a szilikátokhoz kapcsolódó CaO mennyisége. Ez az index az üde protolithoz (pl. magmás forráskőzet) viszonyítva a földpátok átalakulásának mértékét jelzi. Üde plagioklás és káliföldpát összetételének – a mállatlan felső kontinentális kéreg közeitelhez hasonlóan – 50 körüli CIA-index felel meg. Ezzel ellentétben az illitnek (mint gyakori mállástermék) 75 körüli, a kaolinitnek (reziduális agyagásvány) 100 körüli CIA érték felel meg. A CIA-index kis értéke egyrészt az üledékképződési rendszerbe belépő üde kőzet („first-cycle detritus”) gyors erózióját, másrészt hideg, illetve száraz klimatikus körülményeket tükrözhet. Nagyobb CIA-index a forrásterület intenzívebb kémiai mállására utal (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982, 1984; FEDO et al. 1995, 1996).

A mállási folyamatokra érzékeny ásványok – amelyek mennyiségét röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal egyszerűen meghatározhatjuk – és a CIA-index közötti kapcsolat feltárására szolgál az A–CN–K háromszögdiagram (NESBITT & YOUNG 1984, 1989), amely csúcsaiban az Al_2O_3 , a $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ és a K_2O moláris mennyisége szerepel. Ebben az A–CN–K rendszerben a különböző kiindulási összetételű kőzetek mállásának fejlődési irányvonalai (ún. trendek) a mállás kezdeti stádiumában megközelítőleg az A–CN oldallal párhuzamosan, az alumínium dúsulásának irányába, azaz az ideális illit–muszkovit összetétel felé mutatnak. Intenzív mállási viszonyok között a kémiai összetétel a diagramban az illitnek megfelelő tartományból az A–K él mentén az A csúcs irányába mozdul el (NESBITT & YOUNG 1984). K-metaszomatózis hatására a kémiai összetétel a K csúcs irányába tolódik el, azonban megfelelő

korrekcióval megbecsülhetjük a metasomatózis előtti, a paleoklimára utaló CIA-index értéket (NESBITT & YOUNG 1984, 1989; FEDO et al. 1995; VARGA 2005).

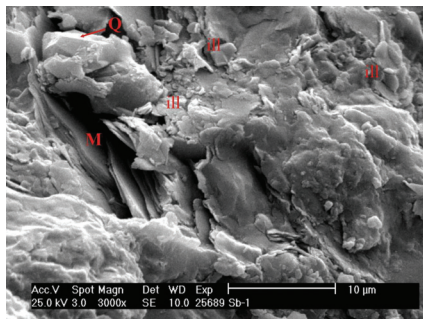
5.2.1. A Tésenyi Homokkő Formáció közzeteinek agyagásványos összetétele

Az öskörnyezeti értelmezéshez kiválasztott tésenyi minták (8. ábra) agyagfrakcióját illit±muskovit, kaolinit és kis mennyiségben Fe(II)-dús klorit, berthierin, valamint illit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát alkotja (VARGA 2002; VARGA et al. 2002, 2004). Legnagyobb mennyiségben többnyire az illit±muskovit fordul elő (12. ábra), azonban a Dv–3 fúrás mintáiban a kaolinit relatív aránya az 50%-ot is elérheti (5. táblázat).

12. ábra

Az Sb–1 fúrásból származó homokkőmintá friss törési felületének szekunder elektronképe.

Rövidítések: Q: sajátalakú kvarc (valószínűleg cement); M: törmelékes muszkovit; ill: diagenetikus illitkristályok



A Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területéről rendelkezésre álló korábbi ismeretek alapján (VARGA 2000, 2002; VARGA et al. 2001, 2003), valamint a granitoid kőzeteken kialakult mállási takarók agyagásványos összetételét figyelembe véve (NESBITT & YOUNG 1984, 1989; FEDO et al. 1995), a vizsgált törmelékes kőzetek agyagfrakciójában a földpátok átalakulási termékeként a kaolinit uralkodó részaránya lenne várható. A kapott eredmény azonban azt sugallja, hogy a kaolinit bizonyos része illitké alakult (K-metasomatózis). Erre utal a földpátok szericitesedése, valamint az illites–szericites mátrix jelenléte is (VARGA 2000, 2002; VARGA & SZAKMÁNY 2004; VARGA et al. 2007b).

5.2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területének mállási viszonyai

A Tésenyi Homokkő Formáció közzeteinek kémiai vizsgálatakor nem történt meg a karbonátokhoz kapcsolódó CaO meghatározása, ezért munkámban a teljes CaO-tartalmat használtam fel a CIA-index számolásához. Valamennyi minta CaO-tartalma kisebb volt, mint 1% (5. táblázat), továbbá a vizsgált homokkővekben törmelékes karbonátszemcse nem fordult elő, ezért – más geokémiai tanulmányokat követve (COX et al. 1995; HASSAN et al. 1999; LEE 2002) – ez a közelítés nem befolyásolja az öskörnyezeti viszonyok értelmezését.

A Bm–1 fúrás homokkőveinek CIA értéke 54 és 70 közötti (átlagosan 65); a Dv–3 fúrás mintáiban 63 és 75 (átlagosan 69), az Sb–1 fúrás mintáiban 60 és 78 (átlagosan 73) közötti a

CIA-index értéke (5. táblázat). Ezek az adatok a forrásterületen gyenge–mérsékelt kémiai mállást jeleznek (VARGA et al. 2002). Az agyagásványos összetétel alapján azonban a K-metaszomatózis csökkentette a CIA-index értékeit, ezért a mállási körülmények értelmezése előtt a metasztatikus hatás korrekciójára van szükség (FEDO et al. 1995, 1996).

5. táblázat

A vizsgált karbon kőzetek összetétele VARGA (2002) és VARGA et al. (2002, 2004) alapján

Minta	ill±mu	chl±be	ka	sm	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CIA
			%		g/g%				
Bm-1 278,4–279,8 m	88	–	12	–	11,02	0,16	1,47	3,89	61
Bm-1 465,8–466,5 m	98	–	2	–	9,92	0,90	1,49	4,00	54
Bm-1 515,2–516,2 m	92	5	8	–	20,91	0,74	0,98	5,61	70
Bm-1 785,8–786,4 m	90	5	5	–	19,26	0,79	1,09	5,24	68
Bm-1 939,1–940,3 m	95	–	5	–	9,42	0,10	1,18	3,19	63
Bm-1 1138,2–1138,5 m	85	10	5	–	12,12	0,42	1,74	2,36	66
Bm-1 1273,0–1274,0 m	90	5	5	–	11,84	0,22	1,28	2,27	70
Dv-3 1199,0 m	50	–	50	–	11,82	0,33	1,01	4,04	64
Dv-3 1218,4 m	73	–	24	3	10,50	0,33	1,52	2,93	63
Dv-3 1219,5 m	75	–	25	–	15,05	0,29	1,62	3,64	68
Dv-3 1220,6 m	ND	ND	ND	ND	16,72	0,20	1,42	4,25	70
Dv-3 1235,0 m	90	10	–	–	12,30	0,14	0,15	3,30	75
Dv-3 1240,0 m	90	6	4	–	12,50	0,13	0,17	3,43	75
Dv-3 1289,0 m	95	–	5	–	10,65	0,15	0,13	3,07	74
Dv-3 1301,2 m	80	–	18	2	12,32	0,27	0,31	4,24	69
Dv-3 1301,7 m	83	–	14	3	11,41	0,24	0,70	3,94	66
Dv-3 1343,9 m	80	–	18	2	13,84	0,29	1,03	4,20	67
Sb-1 673,0–684,0 m/b	80	15	–	5	17,93	0,47	1,41	3,11	73
Sb-1 694,0–697,0 m	80	5	–	15	19,37	0,21	1,17	3,29	77
Sb-1 697,0–702,0 m	95	5	–	–	21,12	0,25	1,24	4,06	75
Sb-1 697,0–702,0 m/b	95	5	–	–	19,79	0,16	1,09	3,87	76
Sb-1 697,0–702,0 m/c	95	5	–	–	17,14	0,21	0,97	3,35	75
Sb-1 708,0–712,0 m/d	70	30	–	–	22,57	0,31	1,29	4,09	76
Sb-1 739,0–746,0 m	90	–	10	–	21,23	0,19	1,32	4,83	73
Sb-1 847,2–850,1 m	95	5	–	–	13,01	0,14	0,37	2,57	78
Sb-1 993,2 m	90	5	5	–	20,30	0,89	1,03	4,85	70
Sb-1 1130,4–1133,3 m	87	13	–	–	20,37	0,30	1,58	4,21	73
Sb-1 1138,2–1138,5 m	ND	ND	ND	ND	10,71	0,92	2,08	1,82	60

Rövidítések: ill±mu: illit±muszkovit; chl±be: klorit±berthierin; ka: kaolinit; sm: illit/szmektit kevert szerkezet; CIA: Chemical Index of Alteration; ND: nincs adat

5.2.2.1. A mállási trend meghatározása

A Tésenyi Homokkő lehordási területén a karbon időszakban erodálódó kőzetek minőségi és mennyiségi aránya jelenleg ismeretlen, ezért az A–CN–K diagramban nem rajzolható meg a potenciális forráskőzetek (mállatlan protolit) összetételei trendje. A konglomerátum rétegek kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálati eredményei (VARGA et al. 2003; VARGA et al. 2007b) azonban lehetőséget biztosítottak arra, hogy – megfelelő körültekintéssel – megbecsüljem az üledékgyűjtő medencébe jutó törmelékanyag összetételét, valamint megrajzoljam a potenciális paleomállási irányvonalakat. A vizsgált ortogneisz és magmás eredetű kavicsanyag CIA értéke 49–62 közötti (átlagosan 56), ami a gyengén mállott protolit összetételének felel meg (6. táblázat).

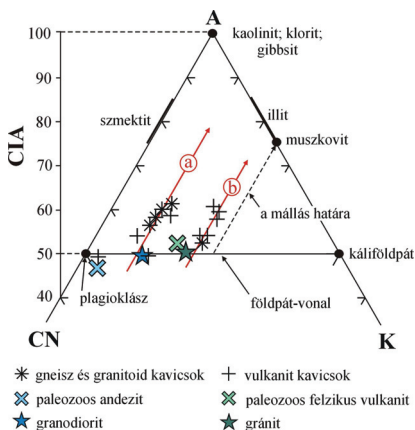
6. táblázat

A karbon konglomerátum gneisz és különböző magmás eredetű kavicsainak összetétele

Minta	Kőzettípus	g/g%				CIA	PWT
		Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
Sb-1/G1	ortogneisz	14,70	0,38	3,90	2,20	61	trend-a
Sb-1/K1	ortogneisz	13,90	0,54	4,47	2,08	57	trend-a
Sb-1/GR1	ortogneisz	12,50	0,48	3,58	1,86	59	trend-a
Dv-3/GR3	aplite	11,50	0,55	2,71	4,65	52	trend-b
Dv-3/GR5	kvarcdiorit	13,60	0,42	3,06	2,28	62	trend-a
Sb-1/V1	andezit	14,30	0,75	5,30	1,90	54	trend-a
Dv-3/V3	andezit	14,70	0,69	1,80	5,10	60	trend-b
Dv-3/V5	andezit	15,40	0,46	2,20	4,80	61	trend-b
Dv-3/GR2	riodácit	14,80	0,59	2,22	5,41	58	trend-b
Dv-3/V1	riodácit	11,10	0,46	6,30	0,40	49	–
Dv-3/V2	riodácit	14,80	0,45	3,80	2,90	59	trend-a
Dv-3/V4	riolit	13,70	0,59	3,10	5,00	54	trend-b
Bm-1/V1	dácit	13,80	0,30	6,20	3,30	49	trend-a
Dv-3/GR4	riolit	13,10	0,33	2,98	5,15	54	trend-b

Rövidítések: CIA: Chemical Index of Alteration; PWT: becsült mállási trend

A kavicsanyag kémiai összetételét, valamint az átlagos granodiorit, gránit, andezit és felzikus vulkanit összetételét (CONDIE 1993) a moláris mennyiségekre épülő A–CN–K diagramban (NESBITT & YOUNG 1984, 1989) ábrázolva, két különböző, az A–CN éllel párhuzamos mállási trend különíthető el (13. ábra). Ez arra utal, hogy a Tésenyi Formáció törmelékanyaga döntően két eltérő jellegű forráskőzet keverékéből áll. A trend-a mállási irányvonal, amelyet az ortogneisz, a kvarcdiorit és az andezit kavicsok jelölnek ki, a granodioritos összetételű mállási szelvénynek felel meg. A trend-b mállási irányvonal, amely az aplit, a riodácit és a riolit mintákat tartalmazza, a gránit protolitnak megfelelő mállási irányvonalhoz hasonlít. Kiindulási pontja az átlagos gránit (CONDIE 1993) összetétel közelébe esik, azonban a K csúcs felé kissé eltolódva mutat a muszkovit–kaolinit él felé (13. ábra).



13. ábra

A Tésenyi konglomerátum gneisz és magmás eredetű kavicsainak moláris A–CN–K diagramja (NESBITT & YOUNG 1984, 1989). A magmás kőzetek átlagos kémiai összetétele a mállatlan protolitot képviseli (CONDIE 1993). A mintapontokra illeszthető egyenesek az A–CN éllel párhuzamosak, egyrészt (a) a granodiorit ideális mállási trendjének, másrészt (b) egy savanyúbb összetételű forráskőzet mállási trendjének felelnek meg. A diagram felső 60%-a látható.

Ez az összetétel az átlagos gránit (CONDIE 1993) összetételéhez viszonyítva felzikusabb lehordási területre utal, annál káliföldpátban gazdagabb üde forráskövetet jelez. További lehetőség, hogy a megfigyelt eltérés K-metaszomatózis eredménye.

A várható mállási irányvonaltól eltérően, a Dv-3/V1 riodácit mintapontja a plagioklász összetétel közelében helyezkedik el (13. ábra). Ebben a mintában a Na_2O koncentrációja 6,30%, a CaO mennyisége 0,46%, a K_2O mennyisége 0,40% (6. táblázat). Az üde paleozoos felzikus vulkanitok átlagos Na_2O -tartalma ~3,5% (CONDIE 1993), ami arra utal, hogy a vizsgált mintához albitosodás következtében Na adódott (Na-metaszomatózis).

A Dv-3 fűrés andezitjei a várható granodioritos (andezites) irányvonal helyett a gránitos trend-b egyenesre illeszkednek. Ezek a minták 5,10%, illetve 4,80% K_2O -ot tartalmaznak (6. táblázat), míg az üde paleozoos andezitekre jellemző K_2O -tartalom ~1,3% (CONDIE 1993). Ez az anomális kémiai összetétel legegyszerűbben K-metaszomatózison átesett forrásközzettel magyarázható. Ez a folyamat a kaolinit részleges illitesedésén keresztül a CIA érték csökkenéséhez vezet (FEDO et al. 1995, 1996).

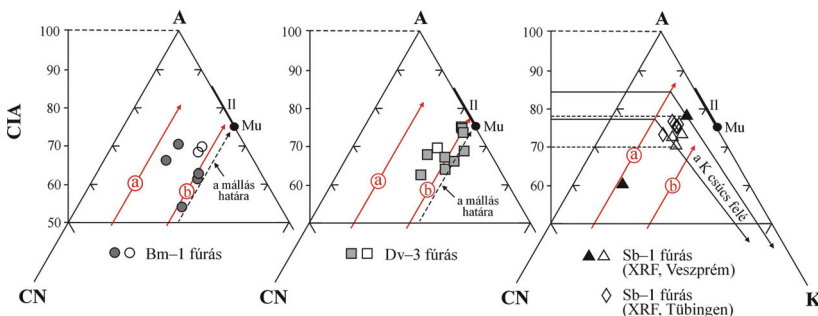
A bemutatott eredmények alapján feltételezhető, hogy a Tésenyi Homokkő törmelékes kőzeteinek forrásanyaga lényeges diagenetikus átalakulást szenvedett (Na-, illetve K-metaszomatózis). A trend-b mállási irányvonalnak megfelelő kavicsanyag összetétele ezért valószínűleg a feltételezhető gránit protolit K-metaszomatózist tükrözi.

5.2.2.2. A karbon törmelékes kőzetek összetételének értelmezése az A-CN-K diagramban

A Bm-1 és a Dv-3 fűrés homokköveinek mintapontjai a granodioritos trend-a egyenestől távol esnek (14. ábra). A mintapontok többsége a trend-b irányvonal mentén, a mérsékelt, illetve erősen mállott gránit összetételének (NESBITT & YOUNG 1984, 1989) megfelelő helyre esik. A Dv-3 fűrés néhány mintája a „mállás határa” vonalhoz képest K_2O -ban gazdagodott, ami – az agyagásványtani eredményekkel párhuzamosan – egyértelműen K-metaszomatózisa utal. A K-dúsulás mértéke azonban nem számszerűsíthető, azaz a metasztatikus korrekció (FEDO et al. 1995) nem végezhető el, mert a K-metaszomatózis nagy valószínűséggel a trend-b paleomállási irányvonalat is felülbélyegezte.

A korábbi vizsgálati eredményekkel összhangban az Sb-1 fűrés kőzetei – a Bm-1 és a Dv-3 fűrés homokköveitől eltérően – a granodioritos paleomállási trendnek (trend-a) megfelelően plagioklászban gazdag kristályos kőzetek lepusztulásából származtathatók (VARGA 2002; VARGA et al. 2003; VARGA & SZAKMÁNY 2004). Valamennyi mintapont a trend-a vonal K_2O -gazdag oldalára esik (14. ábra), amely egyértelműen alátámasztja az agyagásványtani eredmények alapján feltételezett K_2O -dúsulást. Ebben az esetben FEDO et al. (1995, 1996) alapján elvégezhető a metasztatikus hatás korrekciója: az egyes mintapontokat

a K csúccsal összekötő egyenes és a feltételezett paleomállási trend–a metszéspontja a metasomatózis előtti összetételt képviseli (14. ábra). Az ábrán bemutatott két minta alapján (70–78 közötti, minimális és maximális CIA érték) a metasomatózist követő, mérsékelt kémiai mállásra utaló CIA-index 77–84 közötti – azaz mérsékelt, illetve intenzív kémiai mállást jelző – metasomatózis előtti mállási indexnek felel meg. Ezek az adatok az A–CN–K moláris rendszerben 6–7% K₂O többletet jeleznek.



14. ábra

A Tésenyi Homokkő Formáció törmelékes közeteinek moláris A–CN–K diagramja (NESBITT & YOUNG 1984, 1989). A diagram felső 50% látható.

Jelmagyarázat: üres síkidom: aleurolit–aprószemcsés homokkő; kitöltött síkidom: közép–durvaszemcsés homokkő. Rövidítések: Il: illit; Mu: muszkovit

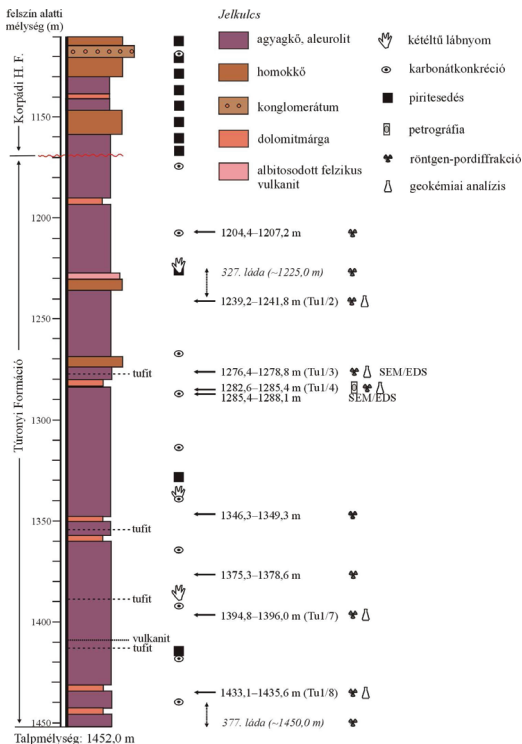
5.2.3. Következtetések

A Tésenyi Homokkő Formáció törmelékes közeteinek agyagásványtani vizsgálati eredményei különböző mértékű illitesedésre utalnak, így a paleomállási viszonyok megbízható jellemzésére csak a K-metasomatózis korrekcióját követően van lehetőség. Mivel a lepusztulási terület pontos kőzetösszetételét nem ismerjük, az ehhez szükséges mállási irányvonalak meghatározását a karbon konglomerátum kavicsai alapján – amelyek bizonyos része Na-, illetve K-metasomatózison esett át – végeztem el.

Eredményeim alapján a Tésenyi Homokkő Formáció sziliciklasztos képződményei mérsékelt, illetve intenzív kémiai mállásnak kitett forrásrégióból származtak, majd ezt követően különböző mértékű K-metasomatózison estek át (a metasztatikus esemény ideje bizonytalan). A K₂O-dúsulás mértéke csak az Sb-1 fúrás mintáira számszerűsíthető, az A–CN–K moláris rendszerben minimálisan 6–7% K₂O többlettel számolhatunk.

6. Túronyi Formáció

A paleozoos (késő-karbon–kora-perm, stephani–asseli; esetleg devon) Túronyi Formáció (Villányi zóna) rétegsora a felszínen nem fordul elő, kizárólag a Villányi-hegység északi előterében a Mecseki Ércbányászati Vállalat által 1962-ben mélyített mélyfúrásból, a Túronyi Tu–1 fúrásból (a továbbiakban Tu–1 fúrás) ismert (BARABÁSNÉ STUHL 1988b; FÜLÖP 1994), amely a kőzetegyüttest 1169,2–1452,0 m közötti szakaszán harántolta (15. ábra).



6.1. A Túronyi Formáció péletes kőzeteinek ásványtani, közettani és geokémiai jellemzői

6.1.1. A petrográfiai vizsgálat eredménye

A vizsgált aleurolit–finomszemcsés homokkőben agyagos–hematitos mátrixban elhelyezkedő, orientált opak szemcsékből és rétegszilikátokból (döntően muszkovit, kevés kloritosodott biotit) álló laminák; valamint pátos kalcittal, hematittal és agyagásványokkal cementált, finomszemcsés homok méretű (átlagosan 100 μm , maximálisan 200 μm), szögletes, illetve gyengén koptatott törmelék szemcsékből álló laminák és aprószemcsés homok méretű (átlagosan 200–250 μm) lencsék váltakozása figyelhető meg (16. ábra, a).

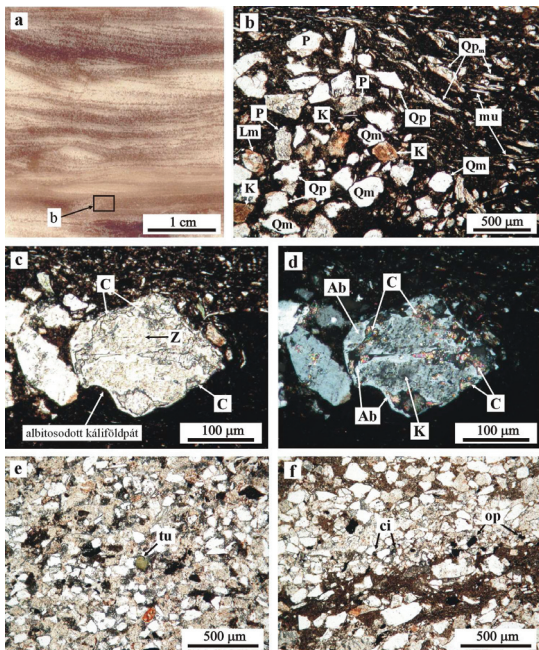
16. ábra

Az 1282,6–1285,4 m-ből vett minta petrográfiai jellegzetességei. a) keresztlaminált aleurolit–finomszemcsés homokkő; b) aprószemcsés homok méretű ásványtörmelékek az aleurolitban (1N); c–d) barna zárványokat (Z) tartalmazó albitosodott káliföldpátszemcse mikritis kalcithelyettesítéssel (C) (1N és +N); e–f) nehéz-ásványok dúsulása a finomszemcsés homokkőben (1N)

További rövidítések: Lm: metamorf közettörmelék; Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; Q_{pm}: átkristályosodott polikristályos kvarc; P: plagioklász; K: káliföldpát; Ab: albit; mu: muszkovit; tu: turmalin; ci: cirkon; op: opak szemcsék

A törmelékes szemcsék kis mérete miatt a közettörmelék mennyisége alárendelt. Átalakult

káliföldpátból, kvarcból és muszkovitból álló metamorf eredetű közettörmelékek felismerhetők (16. ábra, b), azonban ezek pontosabb meghatározása nem lehetséges. Az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a határozott kioltású, vagy unduláló monokristályos kvarc (Qm) fordul elő, azonban polikristályos szemcsék (Qp) szintén azonosíthatók. A Qp közül olyan megnyúlt, sok alkristályból álló, irányítottan elhelyezkedő szemcsék (Q_{pm}) is megjelennek, amelyek metamorf átkristályosodás bélyegeit tükrözik (16. ábra, b). A helyenként poliszintetikus ikresedett plagioklászok lehetnek üdék, vagy



különböző mértékű szericitedés és kalcitosodás nyomait mutatják (16. ábra, b). A törmelékes kálföldpátszemcsék általában hematitosak (16. ábra, b); gyakori a nagyobb (250 μm körüli) szemcsék zárványdús, kalcithelyettesítéses átalakulása (16. ábra, c). Az átalakult szemcsék kioltása gyakran eltérő a szemcse belsejében és a hasadási síkok mentén (blokkos–táblás szektor jellegű), a peremi részen továbbnövekedés figyelhető meg (16. ábra, d). Az átalakult törmelékes kálföldpát optikai jellegzetességei kis hőmérsékletű, diagenetikusan albitosodásra utalnak (KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; SAIGAL et al. 1988; MILLIKEN 1989). További ásványtörmelékként muszkovitot, kloritot és nehézásványokat (opak ásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit, monacit) figyelhetünk meg, amelyek gyakran az agyagos és a homokos laminák határán dúsulnak (16. ábra, e–f).

6.1.2. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye

A teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva (7. táblázat) a Türoyi Formáció agyagköveiben az albit, a kvarc, a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) és a klorit uralkodó részaránya figyelhető meg. A minták többségében a kalcit és a hematit mennyisége szintén jelentős. Bizonyos mintákban a klorit, a kalcit és a hematit járulékos vagy mellékes elegyrészként fordul elő, amelyhez kaolinit társulhat. Néhány minta kimutatható mennyiségű kálföldpátot tartalmaz, valamint egy mintában (1433,1–1435,6 m) kis mennyiségben dolomit jelenik meg (7. táblázat). A vizsgált aleurolitminták ásványos összetétele az agyagkövekéhez hasonló, azonban ezek a minták – a petrográfiai megfigyeléssel ellentétben – kimutatható mennyiségű kálföldpátot nem tartalmaznak, ami alátámasztja a kálföldpátok albitosodását. Az 1282,6–1285,4 m-es mélységszögből származó aleurolitminta albit- és kalcittartalma jelentős, ettől eltérően az 1394,8–1396,0 m-ből vett minta rétegszilikátokban gazdag (illit±muszkovit és klorit), kalcitot azonban nem tartalmaz. A vizsgált Türoyi pélitek diffraktogramjain nem jelentkezik alapvonalemelkedés, ami az amorf anyag teljes hiányát jelzi.

A minták <2 μm -es frakciójában (17. ábra) – litológiától és rétegtani helyzettől függetlenül – a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) mennyisége a legjelentősebb (70–90%). A klorit relatív mennyisége 10–30% közötti, továbbá egy minta nyomnyi mennyiségű szmektitet tartalmaz (7. táblázat). Az illit kristályossági foka (IC) 0,319–0,442 $^{\circ}2\theta$ között változik (átlagosan 0,35 $^{\circ}2\theta$), ami egyértelműen az anchizónának, illetve két mintában a diagenetikus–anchizóna határ (0,390–0,435 $^{\circ}2\theta$) környezetének felel meg (WEAVER 1989; ÁRKAI 1983; FREY & ROBINSON 1999). Az adott mérési paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása IC=0,217 $\Delta^{\circ}2\theta$ esetén $s=0,018 \Delta^{\circ}2\theta$ ($n=21$; a 10. táblázat adataival együtt).

7. táblázat

A Túronyi Formációt képviselő teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele

Túronyi Formáció (Túrony Tu-1 fúrás)	A teljes kőzetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele			illit (<2 µm) IC
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	sme	
			~%			
1204,4–1207,2 m (A)	q, ab, chl > ill±mu	hem, kfp (ny), cc (ny)	80	20	-	0,442
327. láda (~1225 m) (A)	q, ab, chl > ill±mu, hem, cc	kao (?)	80	20	-	0,328
1239,2–1241,8 m (A)	ill±mu, chl > q, ab, cc	hem, kfp (ny)	85	15	-	0,343
1276,4–1278,8 m (A)	q, ab > ill±mu, hem	chl, cc (ny), kao (?)	85	15	-	0,335
1282,6–1285,4 m (AL)	q, ab > ill±mu, hem, cc	chl, kao (?)	90	10	-	0,359
1346,3–1349,3 m (A)	ill±mu, chl > q, ab, hem, cc	kao (?)	80	20	-	0,339
1375,3–1378,6 m (A)	ill±mu > q, ab	cc, chl, kao (?), hem	85	15	-	0,319
1394,8–1396,0 m (AL)	q, ill±mu, chl > ab	hem, kao (?)	80	20	-	0,334
1433,1–1435,6 m (A)	ill±mu > q, ab	chl, hem, kfp (ny), cc, do (?), kao (?)	70	30	-	0,319
377. láda (~1450 m) (A)	q, ab, chl > ill±mu, hem, cc	kao (?)	80	20	ny	0,382

Rövidítések: A: agyagkő; AL: aleurolit; q: kvarc; ab: albit; kfp: kálföldpát; ill±mu: illit±muskovit; cc: kalcit; do: dolomit; hem: hematit; chl: klorit; kao: kaolinit; sme: szmektit; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályosság index

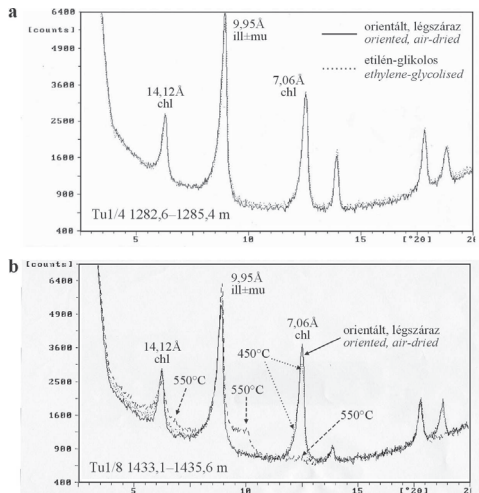
17. ábra

A Túronyi minták <2 µm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai. a) aleurolit, 1282,6–1285,4 m; b) agyagkő, 1433,1–1435,6 m

Rövidítések: ill±mu: illit±muskovit; chl: klorit; 450 °C: 450 °C-os hőkezelést követő felvétel; 550 °C: 550 °C-os hőkezelést követő felvétel

A minták <2 µm-es frakciójában – az XRD vizsgálat során – a klorit kevert rétegszerkezet bélyegeit tükrözi. A légszáráz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg

változás (17. ábra, a). A 450 °C-os hőkezelést követően a 7,06 Å-ös csúcs intenzitása számottevően, a 14,12 Å-ös csúcs intenzitása kis mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent. Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult, miközben a 6,5–7,5 °2θ és 9,5–10,0 °2θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg (17. ábra, b). Ezek a megfigyelések a szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát tulajdonságaival párhuzamosíthatók („swelling chlorite” fázis; WEAVER 1989). A 9,5–10,0 °2θ tartományban jelentkező csúcs vermikulit komponens jelenlétére is utalhat.



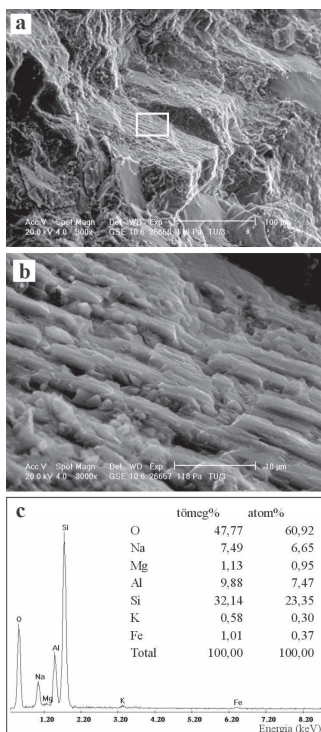
6.1.3. Elektronmikroszkópos vizsgálatok

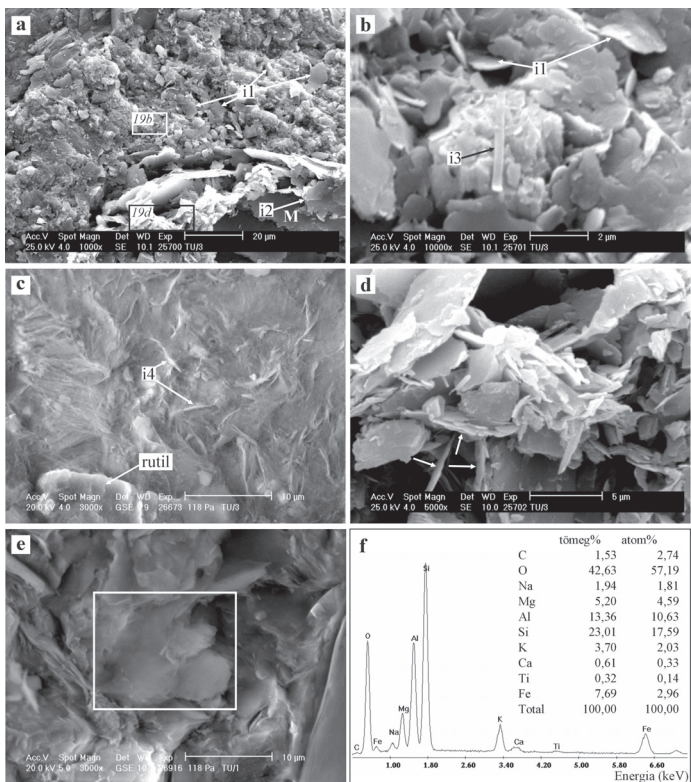
A környezeti SEM felvételeken az agyagkőben a plagioklász üde; átalakulás sem a peremi részen, sem a hasadási síkok mentén nem látható (18. ábra, a–b). A kémiai elemzés alapján az O, a Si, az Al és a Na mennyisége a meghatározó (18. ábra, c). Figyelembe véve, hogy a sztöchiometrikus összetételű albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) tömegszázalékos összetétele 8,8% Na, 10,3% Al, 32,0% Si és 48,9% O, a Túronyi Formáció plagioklászszemcséi az albit szélsőtag kémiai összetételének felelnek meg. Ez alátámasztja az autigén eredetet (KASTNER & SIEVER 1979). A Fe, a K és a Mg a cementet alkotó hematit, illit, illetve klorit komponenseként értelmezhető. Nem zárható ki azonban az sem, hogy a K a diagenetikus albitosodott szemcsé kálföldpát-reliktumához kapcsolódik.

18. ábra

Autigén albitszemcsé környezeti szekunder elektronképe (GSEI; a–b), továbbá energiadiszipatív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével (c). Az alsó fénykép a felső fotón fehér téglalappal jelölt területnek felel meg

Az elsősorban cementként, illetve átalakulási termékként megjelenő autigén illit négy morfológiai típusba sorolható. A leggyakoribb, jól fejlett, lemezes kristályok (1. típus) átlagos mérete 10 μm körüli (19. ábra, a–b). Az illitlemezek szegélye nem, vagy csak kismértékben hullámos. A helyenként felismerhető görbült élek alapján ez a diagenetikus illit a betemetődés során a szemcséket bevonó, illetve poruskitöltő szmektit átalakulásával jöhetett létre (WEAVER 1989). A fibrózus, szálaz illitkristályok (2. típus) leggyakrabban a változó méretű, helyenként hajlított, törmelékes eredetű muszkovitlamezek szabálytalan alakú élein figyelhetők meg (19. ábra, a), azok késői diagenetikus átkristályosodása következtében alakultak ki (WEAVER 1989; WORDEN & BURLEY 2003). A poruskitöltő autigén illit léces termetű kristályokat (3. típus; 19. ábra, b), illetve szálaz halmazokat (filamentumok, 4. típus) alkot (19. ábra, c), ez utóbbiak WEAVER (1989) alapján nyomásoldódási üreg poruskitöltéseként értelmezhetők.





19. ábra

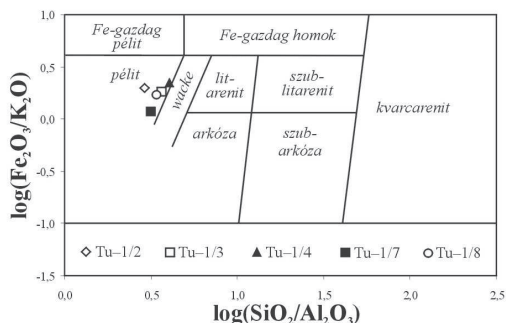
Pásztázó elektronmikroszkópi (SEM) felvételek a diagenetikus rétegszilvikátokról
a) Szekunder elektronkép (SEI) a jól fejlett lemezes illitkristályokról (~10 µm; i1), illetve a törmelékes muskovitlemezek (M) élén megjelenő fibrózus illitről (i2); b) SEI felvétel a léces terméti illitről (i3);
c) GSEI felvétel a filamentumos illitről (i4); d) SEI felvétel egy él-lap érintkezésű, klorit–szmektit kevert szerkezetű rétegszilvikát kristályhalmazáról; e–f) „Káposztafej” szerkezetű klorit (fehér téglalappal jelölt terület) és környezetének GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével

A diagenetikus rétegszilvikátok között helyenként olyan kétdimenziós „kártyavárszerű” kristályhalmazok is megfigyelhetők, amelyekben 1–5 µm-es, él-lap érintkezésű egyedi kristálytáblák különíthetők el (19. ábra, d). A kis méret következtében ezek kémiai összetétele az alkalmazott SEM/EDS módszerrel nem határozható meg kellő pontossággal, azonban morfológiai alapon ez a póruskitöltő ásványfázis valószínűleg klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilvikát, illetve klorit (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). Alárendelt mennyiségben póruskitöltő klorit kialakulását sugallja a kisméretű

„káposztafej” szerkezetű (cabbagehead) kristályhalmaz, amely társaságában kalcit (Ca és C), illit (K, Al és Si), albit (Na, Al és Si) és hematit (Fe, Ti) valószínűsíthető (19. ábra, e–f). Az autigén kloritváltozatok közül a „káposztafej” szerkezetű klorit Fe-tartalma a legkisebb (WEAVER 1989). Ez a morfológia általában a Mg-gazdag autigén kloritra jellemző, amely képződése evaporitos környezetben kialakult kőzetekre jellemző (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003).

6.1.4. A geokémiai vizsgálat eredménye

A Túronyi Formáció finomtörmelékes kőzetei a $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) a pélite kategória mezejében csoportosulnak; azonban a Tu–1/4 jelű aleurolit mintapontja – a legnagyobb SiO_2 -tartalommal párhuzamosan – a pélite/wacke mezők határán helyezkedik el (20. ábra). A vizsgált mintákban a SiO_2 és a Fe_2O_3 PAAS-összetételhez viszonyított dúsulási tényezője egy körüli (21. ábra, a). A TiO_2 mennyisége szűk tartományon belül változik, a dúsulási tényezője minden mintában valamivel kisebb, mint egy. A P_2O_5 dúsulási tényezője nagyobb szórást mutat, továbbá valamennyi mintában egynél nagyobb érték. A mobilis főelemek dúsulási tényezői alapján a Túronyi Formáció vizsgált kőzetei között jelentős különbségek figyelhetők meg. Az agyagkövekben a MnO dúsulási tényezője kisebb egynél, a MgO és a K_2O dúsulási tényezője valamivel nagyobb, a CaO és a Na_2O dúsulási tényezője azonban lényegesen nagyobb, mint a PAAS összetételéhez viszonyított egységnyi érték. Ettől eltérően a karbonátmentes aleurolitban a MnO és a CaO szegényedik, a K_2O dúsul; a karbonátot tartalmazó aleurolitban azonban MnO-dúsulás és K_2O -szegényedés mutatható ki, amelyhez valamennyi minta közül a legnagyobb CaO- és Na_2O -dúsulási tényező társul (21. ábra, a).



20. ábra

A vizsgált minták kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján. Az üres síkidomok az agyagkö-, a kitöltött síkidomok az aleurolitmintákat jelzik

21. ábra

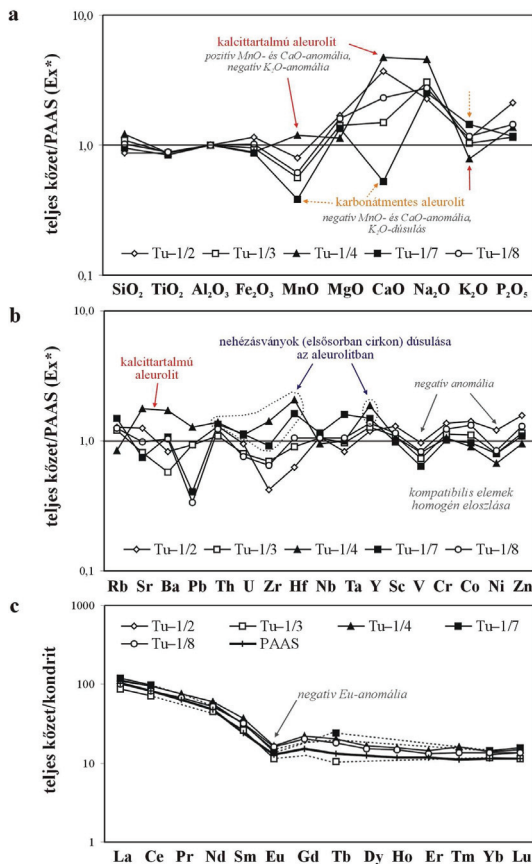
A Túronyi minták PAAS (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) összetételhez viszonyított főelem (a) és nyomelem (b) dúsulási tényezői; valamint (c) kondritra normált (MCLENNAN 1989) RFF-eloszlása. Az üres síkidomok az agyagköveket, a kitöltött síkidomok az aleurolitokat jelzik

A minták nyomelem-összetétele a litológiai különbségeknek megfelelően viszonylag változatos (8. táblázat), a legnagyobb eltérések a mobilis nyomelemek mennyiségében figyelhetők meg (21. ábra, b). A kalcit-tartalmú aleurolitban a Rb

dúsulási tényezője a legkisebb, a Sr és a Ba dúsulási tényezője azonban kiemelkedően nagy. A minták különböző átlagos szemcsemérete következtében egyértelműen kimutatható a

fizikai osztályozódás (cirkon-dúsulás) hatása: az agyagkövekhez viszonyítva az aleurolitokban nagyobb a Th, az U, a Zr, a Hf és az Y dúsulási tényezője. A kompatibilis elemek (Sc, V, Cr, Co, Ni és Zn) koncentrációja az agyagkövekben nagyobb, mint az aleurolitokban (8. táblázat), azonban a dúsulási tényezőkből szerkesztett görbék lefutása valamennyi mintában hasonló. A V és a Ni dúsulási tényezője általában kisebb egynél, és kis mértékű negatív anomáliát mutat. Ettől eltérően a Sc, a Cr, a Co és a Zn dúsulási tényezője egyhez közeli, vagy annál nagyobb érték.

A minták kondritra normált RFF-összetétele a PAAS referencia kondritra normált RFF-összetételéhez hasonló, azonban – a Tu-1/3 minta kivételével – annál nagyobb összes RFF-tartalmat (ΣRFF) tükröz (21. ábra, c). A teljes RFF-spektrum, valamint ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége frakcionált, amelyre a 7,46 és 8,45 közötti La_N/Yb_N , továbbá a 3,08 és



3,69 közötti La_N/Sm_N hányadosok utalnak. A nehéz RFF-ek frakcionációja nem jelentős ($Gd_N/Yb_N=1,49-1,59$). A vizsgált mintákra negatív Eu-anomália jellemző (9. táblázat). Ez a frakcionált RFF-eloszlás a felső kontinentális kéreg eredetű törmelékes kőzetek átlagos kémiai összetételének felel meg, továbbá felzikus kőzetanyagban gazdag forrásterületet jelez (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989). A kompatibilis elemek közül a Sc, a Cr, a Co és a Zn egynél nagyobb dúsulási tényezője (21. ábra, b) azonban arra utal, hogy a Túronyi Formáció üledékgyűjtőjébe kis mennyiségű mafikus komponens is szállítódott.

8. táblázat

A Túronyi Formációból származó pélites kőzetek kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

	Tu-1/2	Tu-1/3	Tu-1/4	Tu-1/7	Tu-1/8		Tu-1/2	Tu-1/3	Tu-1/4	Tu-1/7	Tu-1/8
SiO ₂	52,31	61,07	59,53	58,13	57,45	Rb	194	171	105	234	179
TiO ₂	0,83	0,78	0,69	0,82	0,80	Sr	240	144	278	146	177
Al ₂ O ₃	18,01	16,76	14,78	18,47	16,96	Ba	515	333	877	679	602
Fe ₂ O ₃	7,93	6,11	4,97	6,16	6,56	Pb	18	17	20	<KH	<KH
MnO	0,08	0,06	0,10	0,04	0,06	Th	18	14	16	19	16
MgO	3,52	2,78	1,94	2,90	3,15	U	2,8	2,2	2,7	3,4	2,1
CaO	4,60	1,73	4,77	0,67	2,70	Zr	84	128	281	189	143
Na ₂ O	2,60	3,27	4,28	2,98	2,96	Hf	3	4	8	8	4
K ₂ O	3,99	3,40	2,27	5,21	3,89	Nb	19	17	13	20	17
P ₂ O ₅	0,32	0,16	0,17	0,18	0,21	Ta	1,0	1,1	1,0	2,0	1,2
LOI	6,66	4,99	5,43	3,27	4,91	Y	31	31	39	40	33
Total	100,86	101,09	98,93	98,83	99,64	Sc	20	16	13	15	16
						V	128	91	88	88	104
						Cr	130	100	82	100	110
						Co	27	20	14	19	24
						Ni	69	43	32	47	45
						Zn	86	76	59	68	87

Rövidítések: KH: kimutatási határ

	Tu-1/2	Tu-1/3	Tu-1/4	Tu-1/7	Tu-1/8
La	40	32	42,1	44	37,5
Ce	92	69	91,7	93	80,1
Pr	ND	ND	10,52	ND	9,14
Nd	41	32	42,5	38	37,4
Sm	7,3	6,0	8,6	7,5	7,5
Eu	1,3	1,0	1,46	1,2	1,42
Gd	ND	ND	6,85	ND	6,18
Tb	1,1	0,6	1,16	1,4	1,05
Dy	ND	ND	6,25	ND	5,78
Ho	ND	ND	1,34	ND	1,26
Er	ND	ND	3,58	ND	3,25
Tm	ND	ND	0,58	ND	0,48
Yb	3,2	2,9	3,50	3,6	3,36
Lu	0,52	0,44	0,56	0,59	0,51
La_N/Sm_N	3,45	3,36	3,08	3,69	3,15
La_N/Yb_N	8,45	7,46	8,13	8,26	7,54
Gd_N/Yb_N	ND	ND	1,59	ND	1,49
ΣRFF	>186	>144	221	>189	195
Eu/Eu*	ND	ND	0,58	ND	0,64

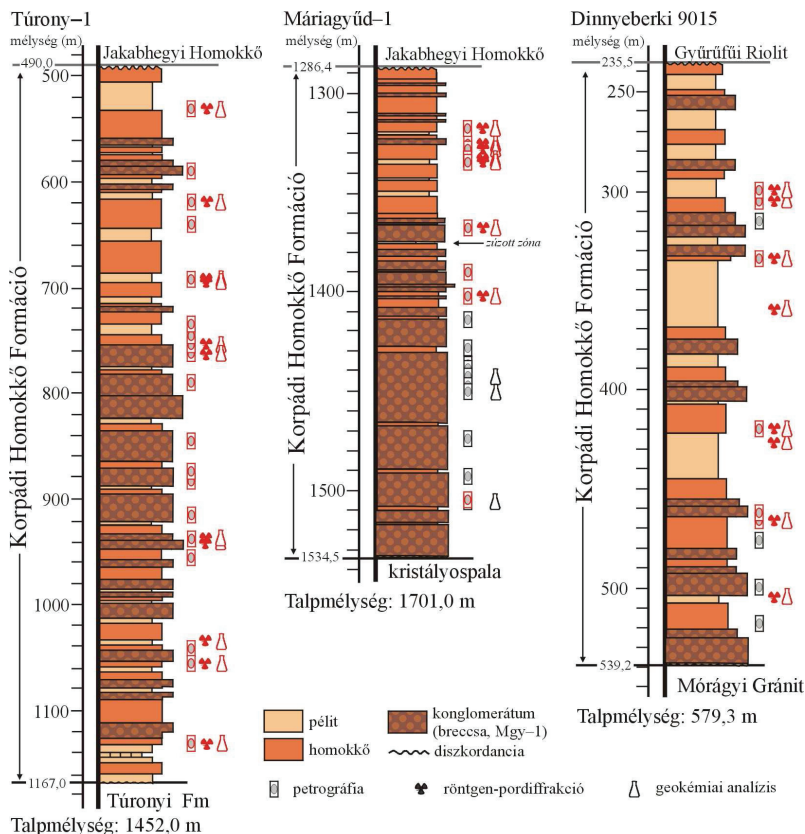
9. táblázat

A Túronyi Formációból származó pélites kőzetminták RFF-összetétele (ppm)

Rövidítések: ND: nincs adat; La_N : kondritra normált La-koncentráció; Sm_N : kondritra normált Sm-koncentráció; Yb_N : kondritra normált Yb-koncentráció; Gd_N : kondritra normált Gd-koncentráció; ΣRFF : összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anomália MCLENNAN (1989) alapján

7. Korpádi Homokkő Formáció

A Gyűrűfűi Riolit fekvőjében települő alsó-permi Korpádi Homokkő a felszínen nem fordul elő, ezt a képződményt a Nyugat-Mecsek északnyugati peremén, illetve a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen lemélyített kutatófúrások tárták fel (FÜLÖP 1994). Részletes leírását többnyire kéziratos jelentések tartalmazzák (pl. JÁMBOR 1964; BARABÁSNÉ STUHL 1988c); tudománytörténeti összefoglalását, illetve általános jellemzését KASSAI (1976), FAZEKAS (1987), FÜLÖP (1994) és BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) mutatta be.



22. ábra

A Korpádi Homokkő Formáció egyszerűsített rétegsora a Tu-1 és a D 9015 fúrásokban (FÜLÖP 1994 alapján), valamint az Mgy-1 fúrás elvi rétegszlopa (a fúrás makroszkópos dokumentációja alapján) a mintavételi pontok és az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével; a dolgozatban szereplő adatoknak megfelelő jeleket piros színnel emeltem ki
Rövidítés: Fm: Formáció

Az ELTE FFI Közettan–Geokémiai Tanszékén végzett perm-i kutatások részeként az Mgy–1 fúrásban feltárt rétegsorból a Korpádi Homokkő Formáció kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálata valósult meg (ÁRGYELÁN 2004). Doktori kutatásaim során a Korpádi Homokkő rétegsorát harántoló mélyfúrások közül a Tu–1, az Mgy–1, a D 9015 fúrások (22. ábra) és a XV. szerkezetkutató fúrás homokkő- és pélitmintáit vizsgáltam (6. ábra); a homokkővek vizsgálatának előzetes eredményeit publikáltam (VARGA et al. 2007b).

Az Mgy–1 fúrás egyszerűsített rétegsorának megrajzolásakor problémát jelentett, hogy a fúrás maganyagának makroszkópos dokumentációjakor – a petrográfiai definícióktól eltérően – gyakorlatilag valamennyi réteget homokkőként írtak le, még akkor is, ha az jelentős mennyiségű, rosszul osztályozott, centiméteres nagyságrendbe eső törmelékanyagot tartalmazott. A szemcsék koptatottságától függetlenül valamennyi törmelékét kavicsként dokumentáltak, továbbá részletes leírás helyett több esetben csak jellegzetesen „X” faciesű képződményt különítettek el, ami – publikált rétegszlop hiányában – megnehezíti a rétegsor utólagos rekonstruálását. Figyelembe véve a mintagyűjtés során nyert tapasztalataimat, továbbá ÁRGYELÁN (2004) munkáját, az Mgy–1 fúrás rétegsorában ezek a rétegek mátrixvázú breccsaként értelmezhetők.

7.1. A Korpádi Homokkő Formáció ásványtani és közettani jellemzői

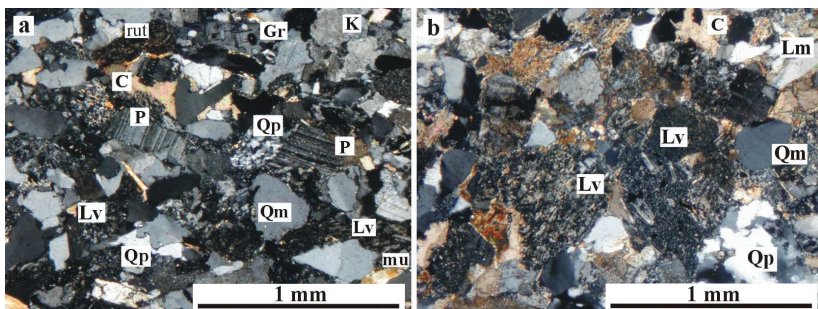
7.1.1. A homokkővek petrográfiai vizsgálatának eredményei

7.1.1.1. A Korpádi Homokkő közettani jellemzői a Tu–1 fúrásban

A homokkővek petrográfiai jellemzői alapján a Tu–1 fúrásban harántolt Korpádi Homokkő három közzettanilag jól megkülönböztethető részre tagolható. Az alsó és a felső részt közepesen, illetve jól osztályozott arkóza és közzettörmelékes arkóza jellemzi, míg a rétegsor középső szakaszán közepesen–gyengén osztályozott, földpátos közzettörmelékes homokkő figyelhető meg. A vázalkotó szemcsék koptatottsága a szögletestől (kvarc, metamorf közzettörmelék, földpát) a jól koptatottig (vulkáni közzettörmelék) változik. A szemcsék közötti pórusokat döntően illit/szericit vagy pátos karbonátcement tölti ki, kisebb mennyiségben hematit, klorit és kova cementálja a homokkőveket. Több szintben (pl. Tu/9, Tu/11, Tu/28 minta), hintett formában sajátalakú (négyzetes metszetű) opakásvány-dúsulás figyelhető meg, ami valószínűleg utólagos, hidrotermális eredetű, sajátalakú pirit.

Az alsó szakaszban (1043,3–1136,0 m; Tu/4–Tu/1 minták) az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a kvarc fordul elő (a Qm általában több, mint a Qp). A Qm szemcsék között rezorbeált változat is megfigyelhető. A Qp törmelékét általában hullámos

vagy szutúrás érintkezésű alkristályok alkotják. A földpátok közül a plagioklász (P) gyakran poliszintetikusán ikerlemezes, általában változó mértékben szericitesedő, mennyisége meghaladja a káliföldpátét ($P > K$). A K ásványtörédekek gyakran kvarczárványokat tartalmaznak, átkristályosodtak, helyenként szericitesek. A K sok esetben zárványdús (apró, barna zárványok, illetve hematit, karbonát), a szemcse kioltása rendellenes, blokkos-táblás jellegű (nem pertites), szegélyén zárványmentes továbbnövekedéssel (albit?). Ezek a jellegzetességek megegyeznek a Túronyi Formáció petrográfiai ismertetésénél bemutatott, átalakult törmelékes káliföldpát optikai jellegzetességeivel, így nem zárható ki a törmelékes káliföldpát szemcsék részleges vagy teljes albitosodása (v.ö. KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; SAIGAL et al. 1988; MILLIKEN 1989). A muszkovit mennyisége viszonylag nagy, továbbá erőteljesen kloritosodó biotit is megfigyelhető. A közettörmelékek anyaga uralkodóan vulkáni eredetű, mennyiségük a szakasz alsó részén (Tu/1) a legnagyobb (<5%). A neutrális–savanyú vulkanitszemcséket (Lv) döntően plagioklász mikrolitokat és opakásványokat tartalmazó, helyenként irányított (folyásos, trachitos) szövetű Lv szemcsék, valamint átkristályosodott, felzites vagy kovásodott alapanyag alkotja. Kis mennyiségben kvarc±plagioklász±muszkovit összetételű, illetve kvarcból és szericitből felépülő, foliált metamorf közettörmelék (Lm) szintén megjelenik. Akcesszóriaként opakásványok (valószínűleg magnetit és ilmenit) rutil, cirkon (±monacit?) és turmalin fordulnak elő.



23. ábra

Plagioklászban és vulkáni közettörmelékben gazdag homokkővek a Tu–1 fúrás alsó, illetve felső szakaszából. a) 1132,8–1136,0 m (Tu/1; +N); b) 528,3–532,2 m (Tu/42; +N)

Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; P: plagioklász; K: káliföldpát; Lm: metamorf közettörmelék; Lv: vulkanitszemcse; Gr: granitoidfragmentum; mu: muszkovit; rut: rutil; C: karbonátcement

A középső szakaszban (789,5–955,6 m; Tu/20–Tu/9 minták) a vázalkotó szemcsék között a Qp mennyisége a legnagyobb ($Qp \gg Qm$), azonban aránya felfelé haladva csökken. A földpátok közül – az alsó szakaszhoz képest – a P háttérbe szorul. A K gyakran nagyméretű

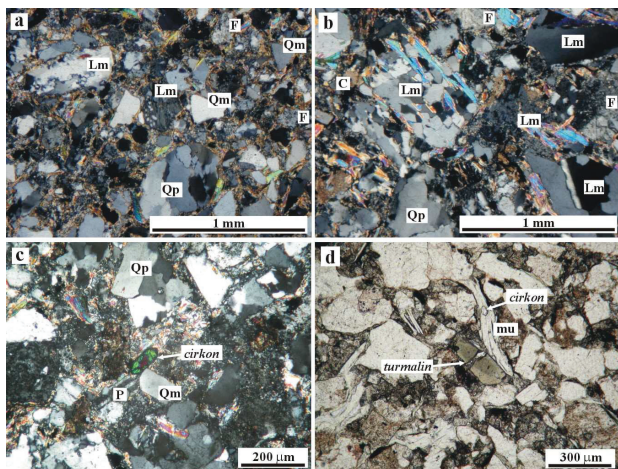
szemcsék formájában jelenik meg; mikroklinra utaló szemcsék is megfigyelhetők, azonban a változó mértékű átalakulás és átkristályosodás megnehezíti a határozást. A törmelékes muszkovit mennyisége viszonylag nagy. A közettörmelékek anyaga uralkodóan metamorf eredetű (Lm), a $\text{kvarc} \pm \text{földpát} \pm \text{muszkovit}$ összetételű szemcsék valószínűleg gneisz, illetve átkristályosodott, granitoid jellegű kőzetek eróziójából származnak. A középső szakasz Lv szemcséket nem tartalmaz. Az akcesszóriák mennyisége kevés; opakásványok, rutil, cirkon, apatit, gránát és turmalin fordul elő.

A felső szakasz (528,3–756,0 m; Tu/42–Tu/26 minták) homokkőmintáiban szintén a kvarc a legnagyobb mennyiségben előforduló ásványtörmelék; a Qp mennyisége a szakaszon belül felfelé haladva csökken. A Qm szemcsék között – különösen a Tu/42 mintában – valószínűleg vulkáni fenokristály eredetű (PETTJOHN et al. 1972; GÖTZE & ZIMMERLE 2000), sajátalakú (négy- vagy háromszög átmetszetű), törött, illetve rezorbeált („embayed quartz”), üvegzárványokat („glassy blebs”) tartalmazó szemcsék figyelhetők meg. A Tu/34–Tu/42 mintákban szögletes, nyúlt Qm szilánkok („splinter-shaped quartz”) fordulnak elő, ezek szintén vulkáni (piroklaszt) eredetűek lehetnek (KARÁTSZON 1998; GÖTZE & ZIMMERLE 2000). A Qp törmelékét általában hullámos vagy szutúrás érintkezésű alkristályok alkotják. A földpátok aránya viszonylag nagy, azonban a felső szakaszban a P mennyisége nem éri el a K mennyiségét ($K > P$). A szericitesedés, hematitosodás és karbonátosodás mellett a földpátok gyakran zárványokat (pl. kvarc) tartalmaznak; több esetben rendellenes kioltás (K), valamint továbbnövekedési szegély tapasztalható. A törmelékes muszkovit mellett gyakori az erőteljesen kloritosodó biotit is. A közettörmelékek anyaga uralkodóan vulkáni eredetű (1–5%), mennyiségük a vizsgált szakasz felső részén a legnagyobb. A neutrális–savanyú vulkanitszemcséket (Lv) döntően átkristályosodott, illetve felzites vagy kovásodott alapanyag alkotja; fenokristályokat (kvarc, plagioklász, káliföldpát) tartalmazó Lv szemcsék szintén azonosíthatók. Alárendelten (~1%) plagioklász mikrolitokat és opakásványokat tartalmazó Lv szemcsék is megfigyelhetők. Kis mennyiségben $\text{kvarc} \pm \text{albit} \pm \text{muszkovit}$ összetételű Lm szemcsék, továbbá kvarcból és mikroklinból álló granitoid törmelékek fordulnak elő. Valószínűleg áthalmozott, sajátanyagú, finomszemcsés homokkő, illetve pélites törmelék (Ls) szintén megjelenik. Akcesszóriaként opakásványok (valószínűleg magnetit és ilmenit), rutil, cirkon ($\pm \text{monacit?}$), apatit, valamint turmalin fordulnak elő.

7.1.1.2. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői az Mgy-1 fúrásban

Az Mgy-1 fúrásban harántolt Korpádi Homokkőben a szemcsevázú homokkővek az arkózák, illetve szubarkózák csoportjába sorolhatók; a törmelékanyag összetétele a vizsgált fúrási rétegsoron belül viszonylag homogén. A mátrixvázú minták (wacke) és a homokkővek

törmelékes elegyrészei azonos jellegűek. A vázalkotó szemcsék szögletesek, esetleg gyengén koptatottak; általános bélyeg a rossz osztályozottság, alárendelten közepesen–jól osztályozott homokkő is megfigyelhető. A cementet uralkodóan hematit, illit/szericit vagy pátos karbonátcement alkotja (24. ábra). Helyenként hidrotermális átalakulásra utaló, sajátalakú hematitpikkelyek is elkülöníthetők (pl. MGY/4 minta).



24. ábra

Polikristályos kvarcban és metamorf kőzettörmelékben gazdag homokkővek az Mgy–1 fűrészből. a) 1402,4 m (MGY/18; +N); b) 1326,1 m (MGY/6; +N); c) 1364,7 m (MGY/15; +N); d) 1327,5 m (MGY/7; 1N)

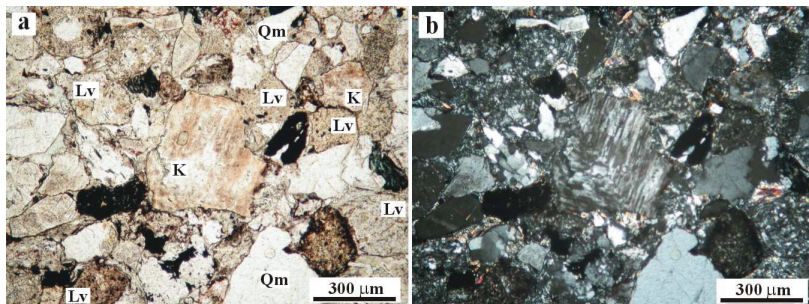
Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; F: földpát; P: plagioklász; Lm: metamorf kőzettörmelék; C: karbonátcement; mu: muszkovit;

A vázalkotó szemcsék között a kvarc mennyisége a meghatározó, ezen belül a Qp mennyisége általában meghaladja a Qm mennyiségét; a szemcseméret csökkenésével a Qm mennyisége növekszik. A Qp leggyakrabban hullámos vagy szutúrás érintkezésű alkristályokból áll (24. ábra, a és b). A földpátok mennyisége viszonylag jelentős, ezen belül a P mennyisége általában meghaladja a K mennyiségét. A földpátok azonban erősen átalakultak, szericitesedtek, karbonátosodtak, helyenként pszeudomátrixot alkotnak, ami megnehezíti mennyiségi és minőségi arányuk megbecslését. A törmelékes muszkovit mennyisége jelentős, alárendelten átalakult (kifakult, kloritosodó), törmelékes biotit is felismerhető. A kőzettörmelékek anyaga uralkodóan metamorf (Lm), illetve – kisebb arányban – granitoid/metagranitoid eredetű. A szövettől függően (granoblasztos vagy lepidoblasztos) a kvarc±földpát±cillám±opakásvány összetételű Lm szemcsék valószínűleg gneisz, valamint kvarc-muszkovitpala vagy kvarc-földpát-muszkovitpala eróziójából származhatnak (24. ábra). A durvatörmelékes konglomerátum- és breccsaminták vizsgálata alapján uralkodó mennyiségű a granoblasztos, nem egyensúlyi szövetű, karbonátosodott, illetve hematitosodott gneisztörmelék; valamint a lepido-granoblasztos szövetű, jelentősen átalakult (karbonátosodott, hematitosodott) kristályos pala, kisebb mennyiségben kvarcit,

ritkán gránát-tartalmú csillámpala és gránit (metagranitoid) fordul elő (ÁRGYELÁN 2004; VARGA et al. 2007b). Az Mgy-1 fúrásban harántolt Korpádi Homokkő rétegsor Lv szemcséket nem tartalmaz. Kis mennyiségben – valószínűleg áthalmozott, sajátanyagú – finomszemcsés homokkő, illetve pélites törmelék (Lv) azonban megfigyelhető. Akcesszóriák mennyisége kevés; opakásványok (valószínűleg magnetit), rutil, cirkon és turmalin fordulnak elő. A cirkonkristályok gyakran zónás belső szerkezetűek, továbbá kerekített, idősebb magot tartalmaznak (24. ábra, c). A turmalin általában nagyméretű (300–400 μm), koptatatlan, sajátalakú, ritkán zónás (a zónák száma kevés), zöldesbarna–sárgásbarna pleokroizmusú ásványtörmelék formájában fordul elő (24. ábra, d).

7.1.1.3. A Korpádi Homokkő közettani jellemzői a D 9015 fúrásban

A D 9015 fúrásban harántolt Korpádi Homokkő vizsgált mintái általában közepesen (helyenként jól) osztályozott arkózák, illetve szubarkózák; a vulkanitszemcsékben gazdag változat átmenetet mutat a közettörmelékes arkóza felé (25. és 26. ábra). A vázalkotó szemcsék koptatottsága a szögletestől a közepesen koptatottig változik. A cement mennyisége változó; elsősorban illit/szericit vagy pátos karbonátcement (kalcit) figyelhető meg, kisebb mennyiségben Fe-oxid (hematit), illetve klorit cementálja a homokköveket. Bizonyos mintákban a vázalkotó szemcsék mátrix és kötőanyag nélkül, közvetlenül érintkeznek; a jelentős mértékű kompaktáció következtében préselt szövet alakult ki.



25. ábra

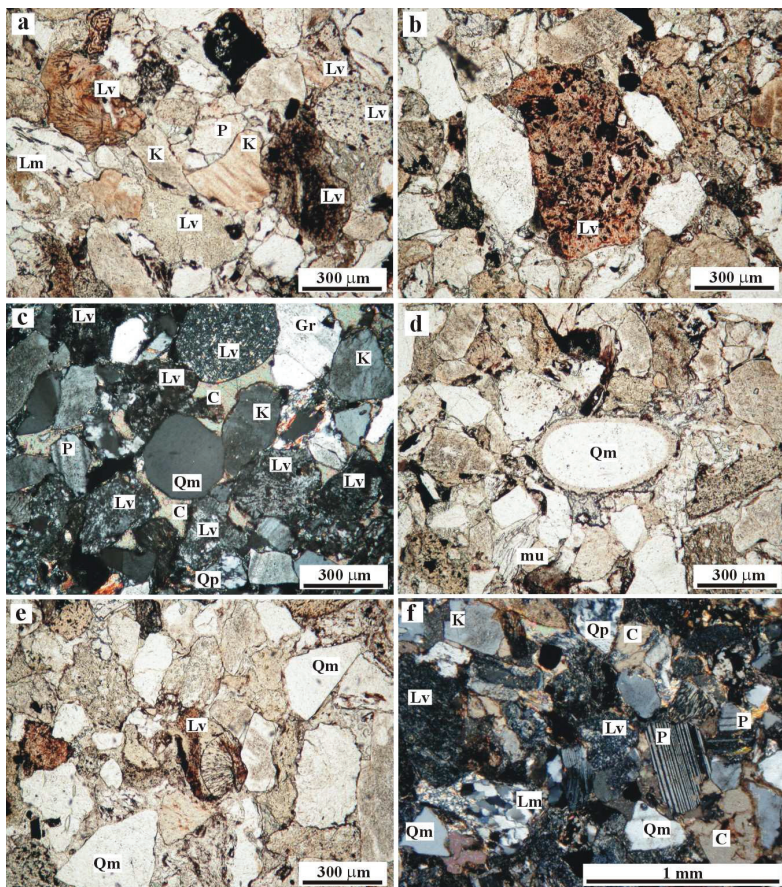
Átalakult káliföldpáthban és vulkanittörmelékben gazdag homokkő a D 9015 fúrásban.

a) és b) 333,9 m (15/20, 1N és +N)

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; K: káliföldpát; Lv: vulkáni közettörmelék

A fúrás vizsgált szakaszának alsó részén az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a Qp fordul elő, a szemcséken belül az alkristályok érintkezése hullámos vagy szutúrás, a foliált belső szerkezetű Qp ritka; felfelé haladva a Qm mennyisége növekszik. A

Qm szemcsék között gyakori a rezorbeált (beöblösödő) vagy a szilánszerű (25. ábra), illetve sajátalakú kvarc (26. ábra, c), ezek a szemcsék egyértelműen vulkáni eredetűek (PETTJOHN et al. 1972; TUCKER 1991; GÖTZE & ZIMMERLE 2000); továbbá egy – valószínűleg rezorbeált – közepes szfericitású szemcse is megfigyelhető, vékony, érdes jellegű szegéllyel, ami vulkáni üveg maradványa lehet (26. ábra, d). A földpátok aránya változó (általában $K > P$), gyakori a szemcsék részleges vagy teljes átalakulása (illitesedés, szericitesedés, hematitosodás), így gyakran csak a földpát utáni pszeudomorfóza ismerhető fel. A káliföldpát gyakran hematitzárványos, blokkos-táblás kioltású (25. ábra); mikroklin több mintában megjelenik. A törmelékes muszkovit kisebb mennyiségben fordul elő, alárendelten erőteljesen kloritosodó biotit, illetve opacitosodott biotit reliktum azonosítható. A közettörmelékek anyaga uralkodóan vulkáni eredetű (kivéve a legelső mintát, ami nem tartalmaz Lv szemcsét), továbbá kvarcból és mikroklinból álló, granitoid eredetű törmelékszemcsék figyelhetők meg. Az Lv szemcséket döntően átkristályosodott (felzites, kovásodott) alapanyag alkotja, azonban gyakori az eredetileg üveges (hialopilites, hialinos), szferolitós vagy folyásos szövetű vulkanitörmelék is (26. ábra). Az Lv szemcsék között különböző szövetű, részben átkristályosodott, illetve átalakult piroklasztitok is megkülönböztethetők: agyagosodott, szericitesedett, hematitosodott üvegszilánk-töredékekből („glass shards”) álló tufa, kristálytufa és horzsakő fordul elő. Több Lv szemcse közetzárványt tartalmaz. A fenokristályokat tartalmazó Lv szemcsék alapanyaga gyakran sok akcesszóriát (opakásvány, apatit, cirkon) tartalmaz, fenokristályként rezorbeált vagy félig sajátalakú kvarc (ritkán átkristályosodott, polikristályos), átalakult földpát (gyakran plagioklász), illetve mafikus ásvány (biotit) utáni pszeudomorfóza (fehér csillám, opakásvány, \pm cirkon, \pm apatit) figyelhető meg. A vizsgált szakasz felső részén neutrális jellegű, pilotaxitos vagy trachitos szövetű, plagioklász mikrolitokat tartalmazó Lv szemcsék szintén megjelennek, ezekben alárendelten amfibol utáni opakásvány pszeudomorfózáik ismerhetők fel (15/21 minta). Ritkán kvarcból és muszkovitból álló Lm szemcse figyelhető meg. A rétegsor felső részén kis mennyiségben aprószemcsés metahomokkő, továbbá – valószínűleg sajátanyagú – pélites törmelék (Ls) szintén megjelenik. A vizsgált homokkövekben az akcesszóriák mennyisége változó; opakásványok, cirkon, turmalin, rutil, apatit, alárendelten gránát és valószínűleg titanit(?) fordulnak elő. Az apatit, a rutil és – bizonyos esetekben – a cirkon többnyire ásványzárványként az Lv szemcsékben jelenik meg. A mátrixban található cirkonkristályok ritkán zónás belső szerkezetűek, továbbá idősebb magot tartalmaznak. A turmalin általában koptatatlan, sárgászöld–sárgásbarna, vagy kékeszöld–halványsárga pleokroizmusú, ritkán kék magvú, zöldesbarna szegélyű turmalinkristály is megfigyelhető.



26. ábra

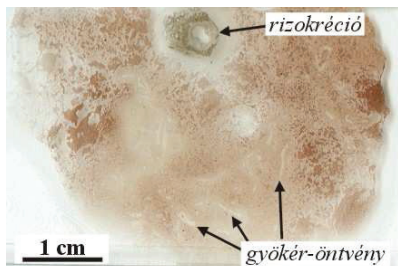
Földpátlban és savanyú vulkanittörmelékben gazdag homokkövek a D 9015 fűrásban.

a–d) 333,9 m (15/20, 1N és +N); e) és f) 299,3 m (15/23; +N és 1N)

Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; K: káliföldpát; P: plagioklász; Lv: vulkáni közettörmelék; Gr: granitoidtörmelék; Lm: metamorf közettörmelék; C: karbonátcement; mu: muszkovit

A karbonátkonkréciókat tartalmazó 15/22 aleurolitminta a petrográfiai vizsgálat alapján karbonátos paleotalajnak („calcrete”) bizonyult (27. ábra), ugyanis a talajtan a talajszelvényben oldódás és cementatív újrakicsapódás révén felhalmozódó CaCO_3 -tartalmú szinteket calcrete-nek nevezi (TUCKER & WRIGHT 1990; TUCKER 1991; WRIGHT & TUCKER 1991). A 15/22 minta olyan pátos kalcittal kitöltött, szabálytalan alakú üregeket tartalmaz, amelyekben a kalcitkristályok mérete az üreg belseje felé növekszik. A központi üregkitöltés

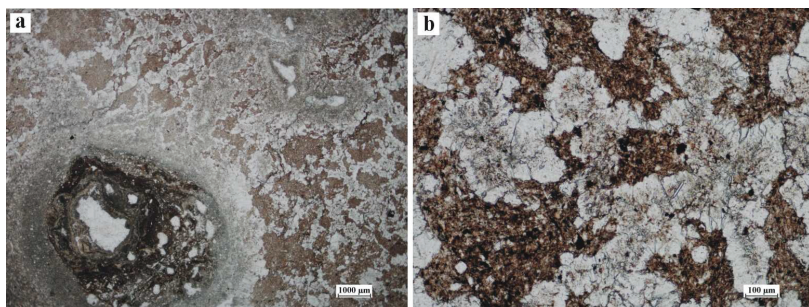
körül koncentrikus, de szabálytalan körvonalú, mikrites–limonitos bekérgezés figyelhető meg, majd közvetlenül méretű muszkovit- és kvarcsemmeket tartalmazó mikropátos–pátos kalcitsezgély következik (28. ábra, a). A mintát egymással kapcsolódó, közel azonos szélességű, pátos kalcittal kitöltött pórushálózat járja át, amelyben *Microcodium* aggregátumokra utaló reliktum szerkezetek ismerhetők fel (28. ábra, b). Ezek a mikromorfológiai bélyegek magasabbrendű növények gyökerei által kialakított pedogén szerkezeteket jeleznek (WRIGHT & TUCKER 1991).



27. ábra

Gyökérnyomokat tartalmazó karbonátos paleotalaj (calcrete) a D 9015 fúrásból (305,1 m; 15/22 minta)

A 15/22 mintában megfigyelt szerkezetek rizokréciónak vagy rizokonkréciónak („rhizocretion”; gyökér körüli, pedodiagenetikus, koncentrikus ásványi anyag felhalmozódás), továbbá gyökér-öntvénynek („root cast”; cementtel és/vagy üledékkel kitöltött gyökér utáni mold-porozitás) felelnek meg (KLAPPA 1980). A gyakran rozettás elrendeződésű *Microcodium* aggregátumok kialakulása a növények gyökereinek külső kéregsejtjeivel szimbiózisban élő gombák mészkiválasztó tevékenységére vezethető vissza (WRIGHT & TUCKER 1991).



28. ábra

Karbonátos paleotalaj (calcrete) a D 9015 fúrásból (305,1 m; 15/22 minta; 1N). a) A magasabbrendű növények gyökerei által kialakított pedogén szerkezetek mikroszkópi képe; b) *Microcodium* aggregátumokra utaló, átkristályosodott póruskitöltés

TUCKER & WRIGHT (1990) osztályozását alkalmazva a gyökérnyomok alapján a vizsgált minta előzetesen a béta-kalkrétek csoportjába sorolható, amelyek leginkább szemiarid–

szubhumid klímán, kiterjedt növényborítottság mellett jelennek meg. A paleotalajok, illetve a talajosodási folyamatok vizsgálata meghaladja doktori értekezésem célkitűzéseit, azonban a gyökérnyomok felismerésén keresztül a calcrete azonosítása ökoszervezeti szempontból kiemelkedő jelentőségű.

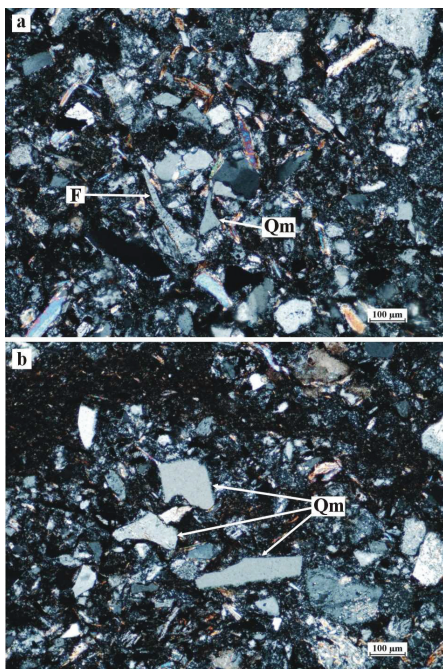
7.1.1.4. A Korpádi Homokkő kőzettani jellemzői a XV. szerkezetkutató fúrásban

A XV. szerkezetkutató fúrásból vizsgált homokkőminták közepesen–jól osztályozott arkóza, a vázalkotó szemcsék szögletesek vagy gyengén koptatottak. A cementet döntően agyagásványok (illit/szericit), illetve hematit alkotják, alárendelten pátos karbonát is megfigyelhető. Az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a kvarc ($Q_m > Q_p$) fordul elő; a Q_m szemcsék között szilánkos („splinter”), zárványmentes kristályok, valamint félig korrodált beöblösödéseket tartalmazó szemcsék is megjelennek (29. ábra), amelyek piroklaszt eredetűek (PETTJOHN et al. 1972; GÖTZE & ZIMMERLE 2000). A földpátok közül a P és a K mennyisége egyaránt jelentős; a Q_m szemcsékhez hasonlóan – azonban azoknál kisebb mennyiségben – szilánkos földpát szemcsék is megfigyelhetők (29. ábra, a), amelyek

egyértelműen piroklaszt szórásból származnak, áthalmozásuk nem valószínű. A törmelékes muszkovit mennyisége viszonylag nagy, jelentősen meghaladja az erőteljesen kloritosodó, törmelékes biotit mennyiségét. A közettörmelékek anyaga uralkodóan átkristályosodott, illetve felzites szövétű L_v szemcse; ezekben a ritkán előforduló fenokristályokat – valószínűleg földpát utáni – szericites pszeuromorfózákat képviselik. Az akcessóriákat opakásványok (magnetit) és rutil képviselik.

29. ábra

Piroklaszt szórásra utaló szemcsék a XV. szerkezetkutató fúrásban feltárt Korpádi Homokkő mintában (2093,9 m; XV/1 minta). a) Szilánkos kvarc- és földpáttöredék; b) Szilánkos, illetve korrodált beöblösödést mutató kvarckristályok



7.1.2. A pélit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei

7.1.2.1. A Korpádi Homokkő ásványos összetétele a Tu–1 fúrásban

A vizsgált aleurolit- és homokkőminták legnagyobb mennyiségben albitot, kvarcot és 10 Å-ös rétegszilikátokat (illit±muskovit) tartalmaznak, néhány minta kloritban és amorf anyagban is gazdag, egy mintában a dolomit mennyisége számottevő. A járulékos elegyrészek közül az illit±muskovit, a hematit, a kalcit, a dolomit, a klorit és az amorf anyag mennyisége a legnagyobb. A vizsgált szelvény felső szakaszának alsó részén több minta (Tu/25, Tu/26, Tu/31) tartalmaz káliföldpátot – ami nagy valószínűséggel mikroklin – és bizonytalanul meghatározható 7 Å-ös fázist (valószínűleg kaolinitet), valamint egy-egy mintában pirit és gipsz fordul elő (10. táblázat). A petrográfiai megfigyelésekkel ellentétben azonban az albithoz képest a káliföldpát mennyisége valamennyi mintában alárendelt.

10. táblázat

A Korpádi Homokkő ásványos összetétele a Tu–1 fúrásban

Korpádi Homokkő (Tu–1 fúrás)	A teljes közetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció főmennyiségi összetétele				illit (<2 µm)
			ill±mu	chl	kao	ill/sme	IC
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	~%				°2θ
Tu/42 528,3–532,2 m (H)	q, ab > do	kao, ill±mu (ny), am	65	–	35	Ny	0,476
Tu/36 619,0 m (H)	ab > q, ill±mu	cc, chl (ny), kao (?), hem (?), am	85	15	–	–	0,389
Tu/32 691,8–696,8 m (AL)	ab > q > ill±mu	chl, do (ny), hem (ny), kao (?), am	80	20	–	–	0,397
Tu/31 691,8–696,8 m (AL)	ill±mu > ab, q > am	hem, chl (ny), kfp (ny), do (ny), kao (?), gy (?)	95	5	–	–	0,405
Tu/26 756,0–760,0 m (H)	ab, q > ill±mu	hem, chl (ny), kfp (ny), cc (ny), kao (?), am	90	10	–	–	0,373
Tu/25 760,0–764,2 m (AL)	ab, q > ill±mu > chl	kfp (ny), kao (?), hem (?), am	80	20	–	–	0,390
Tu/11 936,7–939,1 m (H)	q > ab	ill±mu, do, kao (ny), py (?), am	85	–	15	–	0,470
Tu/10 939,1–942,4 m (AL)	ab > q, ill±mu	hem, chl (ny), kfp (ny), am	100	–	–	–	0,484
Tu/6 1035,0 m (AL)	ab > q > ill±mu	hem, cc, chl (ny), am	100	ny	–	–	0,460
Tu/3 1054,6–1061,3 m (H)	ab > q > chl	ill±mu, cc, kao (?), am	75	25	–	–	–
Tu/1 1132,8–1136,0 m (H)	ab > q > chl	ill±mu, cc, kao (?), am	75	25	–	–	0,393

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; q: kvarc; ab: albit; kfp: káliföldpát; ill±mu: illit±muskovit; cc: kalcit; do: dolomit; hem: hematit; py: pirit; gy: gipsz; am: amorf; chl: klorit; kao: kaolinit; ill/sme: illit/szmektit kevert szerkezet; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályossági index

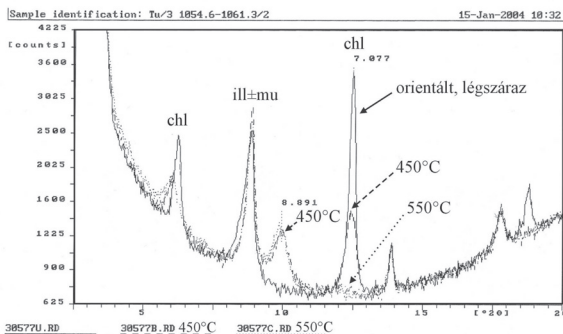
A minták <2 µm-es frakciójában – litológiától függetlenül – az illit±muskovit mennyisége a legjelentősebb (65–100%), amelyhez gyakran klorit (5–25%), alárendelten kaolinit (15–35%) társul. Egy mintában kevert szerkezetű illit/szmektit is kimutatható. A klorit a legtöbb mintában termikusan stabil, Mg-kloritra utaló jeleket mutat; a köztesréteg dehidratációja 640 °C-on következett be. A vizsgált szakasz alsó részéről származó két homokkőmintában (Tu/3 és Tu/1) ugyanakkor – a Túronyi Formáció pélitjeihez hasonlóan – a

klorit termikus viselkedése kevert rétegszerkezetre utal. A légszáráz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás. A 450 °C-os hőkezelést követően azonban a 7,08 Å-ös csúcs intenzitása lényegesen, a 14,12 Å-ös csúcs intenzitása csekély mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent (30. ábra). Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult; miközben a 5,5–6,5 és 9,5–10,5 °2 θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg, ami szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikátra („swelling chlorite” fázis; WEAVER 1989) utal. A 9,5–10,0 °2 θ tartományban jelentkező csúcs vermikulit komponens jelenlétére is visszavezethető.

30. ábra

A klorit termikus viselkedése a Tu/3 mintában (1054,6–1061,3 m), <2 μ m-es frakció.

Rövidítések: ill±mu: illit±muszkovit; chl: klorit;
450 °C: 450 °C-os hőkezelést követő felvétel; 550 °C: 550 °C-os hőkezelést követő felvétel



A vizsgált mintákban az IC értéke

0,37–0,48 °2 θ között változik (10. táblázat), ami a diagenézis/anchizóna határ (0,42 °2 θ , illetve 0,435 °2 θ) körüli értéknek felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989). A minták <2 μ m-es frakciójának ásványos összetétele, valamint az IC értékek együttes változása alapján azonban a fűrés vizsgált szakasza négy eltérő jellegű szintre bontható. A petrográfiailag is jól elkülöníthető alsó részt képviselő Tu/1 és Tu/3 minta <2 μ m-es frakciója illit±muszkovitot és a – fekvő Túronyi Formációhoz hasonlóan – kevert rétegszerkezetre utaló kloritot tartalmaz, az IC értéke (0,39) anchizónát jelez. Ezt követően három illit±muszkovitban gazdag minta különíthető el (petrográfiailag a középső szakasznak felel meg), amelyek nagy IC értékei egyértelműen a diagenetikus zónának felelnek meg. A felettük elhelyezkedő öt minta (felső szakasz) jelentős mennyiségű illit±muszkovit mellett Mg-gazdag kloritot tartalmaz, a viszonylag kis IC értékek (0,37–0,41) ismét az anchizóna tartományát jelzik. A fűrés vizsgált szakaszának legfelső mintája (Tu/42) petrográfiailag a felső szakaszhoz tartozott (a vulkáni közettörmelékben leggazdagabb minta), azonban agyagásványos összetétele – az illit±muszkovit kísérelőként jelentős mennyiségű kaolinitet tartalmaz – és a diagenetikus zónának megfelelő IC értéke (0,48) alapján elkülönül a többi mintától (10. táblázat).

7.1.2.2. A Korpádi Homokkő összetétele az Mgy-1 fúrásban

A vizsgált minták legnagyobb mennyiségben kvarcot, illit±muszkovitot és albitot tartalmaznak. Valamennyi mintában kimutatható a kaolinit – ami a vizsgált szakasz felső részéről származó két mintában (MGY/4 és MGY/6) lényeges elegyrész (>20%) – és az amorf fázis. A hematit két mintában (MGY/4 és MGY/9) az uralkodó ásványok csoportjába sorolható, három mintában járulékos elegyrész, a vizsgált szakasz alsó két mintájában (MGY/15 és MGY/18) azonban nem mutatható ki. Az MGY/9 mintában a 33,2 °2 θ -nál jelentkező, a többi jelen lévő fázissal nem interferálódó csúcs intenzitása és alakja alapján a hematit jól kristályos, rendezett szerkezetű, ami megerősítheti a petrográfiai megfigyelések alapján feltételezett hidrotermális eredetet. Járulékos elegyrészként a karbonátásványok közül dolomit, illetve sziderit azonosítható; reflexióik azonban a sztöchiometrikustól eltérő összetételű fázist (Fe-tartalmú dolomitot, illetve Mg-tartalmú szideritet) valószínűsítene. Két mintában kevés kálicföldpát (mikroklin?) mutatható ki (11. táblázat).

11. táblázat

A Korpádi Homokkő ásványos összetétele az Mgy-1 fúrásban

Korpádi Homokkő (Mgy-1 fúrás)	A teljes közetminták ásványos összetétele		A <2 μ m-es frakció földmennyiségi összetétele				illit (<2 μ m)
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	kao	sme	IC
			~%				°2 θ
MGY/4 1318,1 m (H)	ill±mu, q > kao > hem	do, ab, kfp (ny), am	75	–	25	–	0,360
MGY/6 1326,1 m (H)	q > ill±mu > ab, kao	hem > sid > do (? , ny), am	80	–	20	–	0,328
MGY/7 1327,5 m (H)	q > ill±mu, ab > do	kao, hem, am	80	–	20	–	0,256
MGY/8 1332,6 m (AL)	ill±mu > q > ab	kao, hem, sid, kfp (ny), am	85	–	15	–	0,336
MGY/9 1334,5 m (A)	q, ill±mu > hem	ab, kao (ny), am	95	–	5	–	0,352
MGY/15 1367,4 m (H)	q >> ill±mu, ab	sid, kao, am	80	–	20	–	0,346
MGY/18 1402,4 m (H)	q > ab > ill±mu	sid (? , ny), kao (ny), am	95	–	5	–	0,416

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; A: agyagkő; q: kvarc; ab: albit; kfp: kálicföldpát; ill±mu: illit±muszkovit; do: dolomit; sid: sziderit; hem: hematit; am: amorf; chl: klorit; kao: kaolinit; sme: szmektit (±illit/szmektit kevert szerkezet); ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályosság

A minták <2 μ m-es frakciójában az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (75–95%), amit kaolinit (5–25%) kísér. Az IC értéke döntően 0,26–0,36 °2 θ között ingadozik (11. táblázat), ami az anchizónának felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989). Az adott paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása IC=0,336 Δ °2 θ esetén s=0,029 Δ °2 θ (n=12; az 5 gneiszkavics adataival együtt, ÁRGYELÁN 2004).

7.1.2.3. A Korpádi Homokkő összetétele a D 9015 és a XV. szerkezetkutató fúrásban

A vizsgált minták legnagyobb mennyiségben kvarcot, albitot, illit±muszkovitot, kalcitot, dolomitot és hematitot tartalmaznak. A D 9015 fúrás vizsgált szakaszának alsó részén albitszegény és karbonátgazdag kőzetek fordulnak elő; a felső részén (a 15/20 mintától

kezdődően) azonban jelentős mennyiségű albitot tartalmazó, karbonátszegény homokkőminták találhatók. Kis mennyiségű káliföldpát (mikroklin?) – a petrográfiai megfigyelésekkel ellentétben csak a D 9015 fúrásból származó két legfelső mintában mutatható ki, ami megerősítheti a káliföldpátok diagenetikus albitosodását. Kisebb arányban változó mennyiségű szmektit (vagy illit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát), klorit és – egy mintában – bizonyítanul meghatározható kaolinit azonosítható (12. táblázat).

A minták <2 µm-es frakciójában – lelőhelytől és litológiától függetlenül – az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (40–100%), amit klorit (maximálisan 30%), illit/szmektit kevert szerkezetű fázis (maximálisan 40%) vagy kaolinit (maximálisan 20%) kísérhet (12. táblázat). Az illit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikátra a viszonylag jó rendezettség, a nagy illit-hányad és az ISII-típusú (illit/szmektit/illit/illit) közberétegzettség jellemző. A klorit rétegekői terében (hőkezelés viselkedése alapján) a Fe(II)-dominancia valószínűsíthető.

12. táblázat

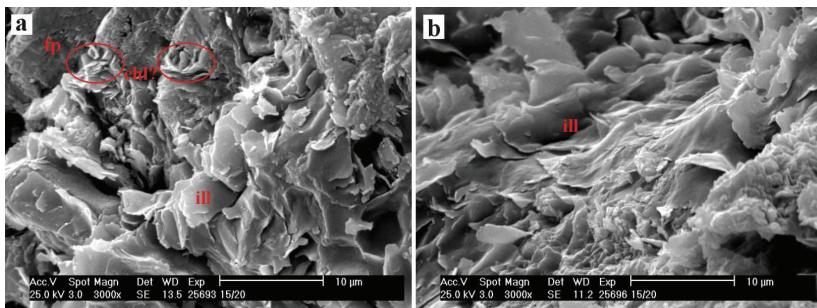
A Korpádi Homokkő ásványos összetétele a D 9015 és a XV. szerkezetkutató fúrásban

Korpádi Homokkő (D 9015 és XV. sz. fúrás)	A teljes kőzetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció felmennyiségi összetétele				illit (<2 µm)
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	kao	ill/sme	IC
			~%				
15/23 299,3 m (H)	q, ab > sme > hem	ill±mu, do > chl (? , ny), cc (? , ny), am	40	20	–	40	?
15/22 305,1 m (A)	cc >> q	ab (ny), do (? , ny), hem (ny), ill±mu (ny), sme (ny), chl (? , ny), am	80	10	–	5–10	0,558
15/22 305,1 m (K)	cc	q > ab (? , ny), ill±mu (ny)	NA	NA	NA	NA	NA
15/20 333,9 m (H)	ab > q >> hem	cc, ill±mu, sme > chl (ny), am	80	10	–	5–10	0,528
15/18 359,7 m (A)	cc >> q > chl	ill±mu, sme, ab, do (? , ny), kao (? , ny), am	60–70	20–30	–	5–10	0,504
15/17 420,0 m (H)	q, do > ill±mu, hem	ab, sme, chl (ny), am	90	ny	–	5–10	0,576
15/16 427,0 m (AL)	q > do, ill±mu > hem	ab >> chl (ny), am	100	ny	–	ny	0,440
15/11 467,1 m (H)	q >> sme, do, ill±mu	chl	95	5	–	ny	0,680
15/6 505,7 m (A)	q >> ill±mu > hem, do	sme > am	100	–	–	–	0,880
XV/1 2093,9 m (H)	q, ill±mu, fp (ab?)	hem, chl, sm (?), cc, do (?), am	75	5	5	20	0,333

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurit; A: agyagkő; K: kongregáció; q: kvarc; fp: földpát; ab: albit; kfp: káliföldpát; ill±mu: illit±muszkovit; cc: calcit; do: dolomit; hem: hematit; am: amorf; chl: klorit; kao: kaolinit; sme: szmektit; ill/sme: illit/szmektit kevert szerkezet; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonyítanul meghatározás; NA: nincs adat; IC: illit kristályossági index

A D 9015 fúrásban a vizsgált minták agyagásványos összetételében szabályszerű változás figyelhető meg (12. táblázat). A mélység növekedésével mind a klorit, mind az illit/szmektit kevert szerkezetű fázis mennyisége csökkenő tendenciát mutat, ezzel párhuzamosan az illit±muszkovit mennyisége növekszik, ami a felső szakaszban a kőzetüveg mennyiségének (Lv szemcsék) megnövekedésére vezethető vissza, illetve a növekvő betemetődéssel párhuzamosan progresszív diagenetikus illitesedésre utalhat (WEAVER 1989).

Az anchizónát jelző IC érték ellenére a XV. szerkezetkutató fúrást képviselő, közvetlenül a Gyűrűfüi Riolit fekéjéből származó Korpádi Homokkő minta <2 µm-es frakciójában – a D 9015 fúrás vizsgált szakaszának felső részéről származó mintákhoz hasonlóan – jelentős az illit/szmektit kevert szerkezetű fázis mennyisége, ami a petrográfiai vizsgálat eredményei alapján az Lv szemcsék nagy arányával hozható összefüggésbe (WEAVER 1989).



31. ábra

A D 9015 fúrásból származó homokkőmintá (15/20; 333,9 m) friss törési felületének szekunder elektronképei. a) Szmektit illitesedésére utaló méhsejtes szerkezet (jobb alsó sarok), továbbá kloritra utaló, él-lap-érintkezésű kristályok. b) Jól fejlett, lemezes illitkristályok.

Rövidítések: fp: földpát; ill: illit; chl: klorit

Az előzetes pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat megerősítette a diagenetikus illit jelenlétét a D 9015 fúrásból származó homokkőmintában, ahol az illit általában jól fejlett, 5–10 µm átlagos méretű, lemezes kristályokat alkot, továbbá – valószínűleg késői diagenetikus átkristályosodás következtében – fibrózus, szálas illitkristályok szintén megfigyelhetők (31. ábra). A helyenként felismerhető görbült élek, valamint a méhsejtes szerkezet alapján az illit bizonyos része a betemetődés során a szemcséket bevonó, illetve poruskitöltő szmektit átalakulásával jöhetett létre (WEAVER 1989; WORDEN & BURLEY 2003).

A D 9015 fúrásban az IC értéke a mélységtől és a litológiától függetlenül 0,44–0,88 között ingadozik (átlagosan IC=0,6), ami egyértelműen a diagenetikus zónát jelzi (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989); ezt támasztja alá a kevert szerkezetű illit/szmektit jelenléte is. Az adott paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása IC=0,558 $\Delta^2\theta$ esetén $s=0,035 \Delta^2\theta$ (n=10; beleértve a D 9015 fúrásból vizsgált két Cserdi homokkőmintát is). A jelentős mélységből származó, a XV. szerkezetkutató fúrás Korpádi Homokkő rétegsorát képviselő mintában az illit/szmektit kevert szerkezetű fázis duzzadóképessége kicsi (10–20%), az IC értéke (0,33) az anchizóna tartományának felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989; FREY & ROBINSON 1999).

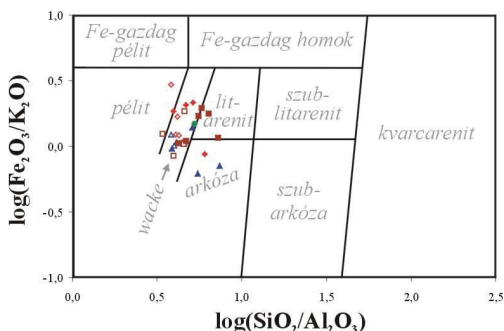
7.2. A Korpádi Homokkő Formáció geokémiai jellemzői

A petrográfiai és a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok eredményei alapján a Korpádi Homokkő formáció ásványos összetétele heterogén, ezért a különböző fúrásból származó, eltérő átlagos szemcseméretű minták kémiai összetételének objektív összehasonlítása érdekében – mind a pélitek, mind a homokkőminták kémiai adatait felhasználva – a PAAS összetételhez (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált dúsulási tényezőkből szerkesztett diagramokat értelmeztem; továbbá a homokkővek illómentes főelemösszetételét a FKK becslült átlagos összetételével (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) szintén összehasonlítottam.

Az Pb mennyisége számos pélítmintában, valamint a legtöbb homokkőmintában a mennyiségi kimutathatóság alsó határa körül mozgott, illetve az alatt maradt (13. és 14. táblázat), ezért a sokelemes diagramok szerkesztésekor ezt a nyomelemet nem használtam fel.

7.2.1. A Korpádi Homokkő pélít- és homokkőmintáinak főelemösszetétele

A Korpádi Formáció pélít- és homokkőmintái (13. és 14. táblázat) – a petrográfiai csoportosítástól függetlenül – a $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) a wacke kategória mezejében, illetve annak közvetlen környezetében csoportosulnak (32. ábra). A Tu–1 fúrás homokkővei wacke–litarenit jellegűek, míg a makroszkópos jellegzetességek alapján pélitek közé sorolt 5 mintából geokémiaileg egy tekinthető pélitnek. Az Mgy–1 és a D 9015 fúrások homokkőveinek mintapontjai a wacke és az arkóza mezőben,



Tu–1
■ homokkő
□ pélít

Mgy–1
▲ homokkő
△ pélít

D 9015
◆ homokkő
◇ pélít

XV
● homokkő

a finomszemcsés kőzetek mintapontjai elsősorban a wacke mezőben találhatók; kőzettani és geokémiai értelemben csak a D 9015 fúrás egy mintája tekinthető pélitnek.

32. ábra

A Korpádi Homokkő pélít- és homokkőmintáinak kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján

13. táblázat

A Korpádi Homokkő Formációból származó pélites kőzetek kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

	Szlavóniai–Drávai-terrénum					Kunsági-terrénum					
	Turony-1 fűrás					Máriagyűd-1 fűrás		D 9015 fűrás			
fűrás jele mélység (m)	Tu/32	Tu/31	Tu/25	Tu/10	Tu/6	MGY/8	MGY/9	15/22	15/18	15/16	15/6
	691,8– 696,8	691,8– 696,8	760,0– 764,2	939,1– 942,4	1035,0	1332,6	1334,5	305,1	359,7	427,0	505,7
SiO ₂	68,61	61,04	69,30	67,72	66,44	66,53	64,62	29,52	43,83	59,43	64,23
TiO ₂	0,51	0,83	0,58	0,69	0,59	0,68	0,76	0,29	0,48	0,75	0,70
Al ₂ O ₃	15,05	17,97	15,08	17,12	14,67	16,62	16,93	7,26	11,50	14,31	15,11
Fe ₂ O ₃	2,81	5,40	3,24	3,59	2,99	4,19	6,51	1,94	5,48	5,70	5,48
MnO	0,06	0,06	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,60	0,29	0,10	0,04
MgO	1,38	2,07	1,68	0,96	0,88	1,49	1,60	1,36	3,12	2,88	1,81
CaO	1,20	1,18	0,91	0,41	2,21	0,34	0,17	30,51	16,15	4,11	1,89
Na ₂ O	5,78	3,48	3,61	3,28	3,56	2,35	0,90	0,72	0,78	0,92	0,12
K ₂ O	1,51	4,31	3,02	4,22	2,88	4,12	5,29	1,58	1,85	3,40	4,54
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,13	0,17	0,15	0,13	0,12	0,08	0,12	0,14	0,06
LOI	2,64	3,35	2,27	2,11	3,41	3,36	2,91	26,08	16,25	8,11	5,87
Total	99,65	99,81	99,84	100,28	97,82	99,84	99,83	99,94	99,83	99,85	99,85
Rb	72	191	119	189	124	178	285	74	83	162	248
Sr	136	105	146	94	226	88	135	120	311	149	107
Ba	224	721	708	613	448	466	595	156	749	602	460
Pb	<KH	14,1	<KH	20,9	13,1	10,8	22,9	<KH	<KH	11,6	14,0
Th	11,0	18,0	12,0	16,0	12,0	17,0	17,0	4,3	8,9	9,4	23,2
U	3,7	3,2	2,9	2,8	2,2	3,5	3,2	0,7	3,0	2,8	4,8
Zr	314	292	274	375	258	326	189	47	172	207	226
Hf	8,7	10,0	9,0	10,9	7,8	9,8	6,2	2,0	5,0	6,1	8,0
Nb	10,1	21,5	<KH	13,4	14,1	13,5	17,3	<KH	9,8	12,4	22,2
Ta	0,9	1,0	0,8	1,0	1,0	1,1	1,2	0,5	0,6	0,8	1,7
Y	39	51	39	51	33	47	43	41	34	29	30
Sc	7,7	15,3	9,2	8,4	8,9	11,5	16,2	7,7	10	12	14,4
V	69	83	55	51	55	87	98	35	46	86	94
Cr	42	71	51	62	58	59	92	28	39	68	83
Co	8,5	11,8	8,1	9,0	8,2	8,6	10,1	6,1	17	12,4	10,5
Ni	10	20	5	9	10	15	24	3,1	24,5	21	19,3
Zn	30	63	43	38	32	54	61	41	90	60	33
La	30	45	39	45	35	51	44	30	26	28	43
Ce	66	100	77	92	74	99	87	63	61	62	74
Pr	7,39	NA	NA	10,82	8,66	11,41	9,96	NA	7,20	7,06	NA
Nd	28	40	34	41	34	45	39	29	29	27	36
Sm	5,8	8,0	6,4	8,2	6,7	8,7	8,7	5,9	6,7	5,4	6,0
Eu	1,19	1,20	1,20	1,35	1,39	1,44	1,53	1,40	1,44	1,15	1,10
Gd	4,74	NA	NA	7,12	5,67	7,45	7,82	NA	6,03	4,37	NA
Tb	0,88	1,30	1,20	1,27	0,93	1,23	1,33	0,80	1,00	0,79	0,90
Dy	4,88	NA	NA	7,04	4,74	6,77	7,68	NA	5,15	4,35	NA
Ho	1,06	NA	NA	1,52	1,02	1,43	1,51	NA	1,02	0,92	NA
Er	3,05	NA	NA	4,46	2,83	4,01	4,22	NA	2,70	2,57	NA
Tm	0,51	NA	NA	0,64	0,44	0,59	0,61	NA	0,40	0,42	NA
Yb	3,44	4,10	3,00	4,14	2,85	3,78	3,96	3,10	2,53	2,62	2,30
Lu	0,51	0,67	0,50	0,68	0,38	0,57	0,56	0,49	0,39	0,44	0,39
ΣRFF	157	>200	>162	225	179	242	218	>134	151	147	>164
La _N /Yb _N	5,89	7,42	8,78	7,35	8,30	9,12	7,51	6,54	6,94	7,22	12,63
La _N /Sm _N	3,26	3,54	3,84	3,45	3,29	3,69	3,18	3,20	2,44	3,26	4,51
Gd _N /Yb _N	1,12	NA	NA	1,39	1,61	1,60	1,60	NA	1,93	1,35	NA
Eu/Eu*	0,69	NA	NA	0,54	0,69	0,55	0,57	NA	0,69	0,72	NA

Rövidítések: NA: nincs adat; KH: kimutatósi határ; La_N: kondrita normált La-koncentráció; Sm_N: kondrita normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondrita normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondrita normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anomália McLENNAN (1989) alapján

14. táblázat

A Korpádi Homokkő Formációból származó homokkővek kémiai összetétele (főelemek, izotási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

fűrés jele mélység (m)	Szlavóniai–Drávai-terrénum						Kunsági-terrénum				
	Turony–I fűrés						Máriagyűd–I fűrés				
	Tu/42	Tu/36	Tu/26	Tu/11	Tu/3	Tu/1	MGY/4	MGY/6	MGY/7	MGY/15	MGY/18
	528,3– 532,2	619,0	756,0– 760,0	936,7– 939,1	1054,6– 1061,3	1132,8– 1136,0	1318,1	1326,1	1327,5	1367,4	1402,4
SiO ₂	68,53	67,08	66,50	75,49	71,39	72,03	66,07	65,70	62,54	79,19	74,67
TiO ₂	0,33	0,80	0,66	0,28	0,35	0,39	0,82	0,63	0,48	0,41	0,36
Al ₂ O ₃	10,81	14,41	15,89	10,39	12,84	12,40	17,08	15,89	12,23	10,69	13,57
Fe ₂ O ₃	2,03	2,17	3,77	2,12	1,95	2,07	4,09	4,00	3,13	1,62	1,68
MnO	0,10	0,08	0,04	0,07	0,07	0,07	0,02	0,05	0,11	0,03	0,02
MgO	2,10	1,53	1,76	1,27	0,99	1,04	1,20	1,78	3,12	0,95	0,73
CaO	4,45	2,76	1,17	1,39	2,67	2,52	1,00	1,18	4,86	0,27	0,45
Na ₂ O	3,52	4,53	3,35	3,45	5,10	4,99	0,70	1,75	2,41	1,56	2,84
K ₂ O	1,14	1,96	3,57	1,82	1,15	1,06	4,26	3,75	2,25	2,29	2,72
P ₂ O ₅	0,06	0,15	0,16	0,07	0,09	0,09	0,15	0,12	0,09	0,14	0,14
LOI	6,84	3,65	2,67	3,03	3,03	2,92	4,46	5,02	8,70	2,75	1,81
Total	99,90	99,10	99,55	99,37	99,64	99,56	99,84	99,86	99,91	99,90	98,98
Rb	48	79	145	76	49	45	182	162	89	105	123
Sr	344	194	139	64	245	226	59	65	81	49	89
Ba	258	390	627	434	386	290	746	570	301	536	361
Pb	<KH	21	23	<KH	<KH	<KH	12	<KH	<KH	<KH	<KH
Th	4,9	18,0	18,0	6,9	8,4	9,6	14,0	13,0	11,0	7,9	7,5
U	1,4	4,5	3,7	1,1	6,4	<KH	1,8	1,9	1,4	2,1	1,4
Zr	134	665	397	175	144	184	308	249	201	158	174
Hf	3,6	19,2	11,4	5,6	4,4	NA	9,6	7,8	6,2	4,8	5,6
Nb	6,3	15,7	13,4	5,8	10,0	<KH	14,9	12,7	10,1	7,4	6,9
Ta	0,5	1,3	1,0	0,4	0,7	NA	1,2	0,9	0,7	0,6	0,6
Y	20	67	46	25	21	22	29	28	30	19	29
Sc	4,1	10,0	11,3	7,8	5,4	NA	12,5	10,6	8,0	6,1	7,8
V	40	68	107	23	40	35	83	63	42	37	26
Cr	20	61	57	22	35	34	58	53	45	26	30
Co	4,7	8,8	11,2	4,6	3,7	4,7	2,7	6,7	3,0	2,1	3,1
Ni	3	11	14	6	8	<KH	5	10	4	16	8
Zn	17	40	51	14	17	17	12	30	12	15	16
La	17	52	48	22	24	NA	37	35	32	14	24
Ce	32	115	111	43	47	NA	72	69	61	28	47
Pr	3,87	12,58	11,67	5,04	5,50	NA	8,21	7,72	7,05	3,19	5,61
Nd	15	49	45	20	21	NA	34	29	29	12	21
Sm	3,0	9,6	8,8	4,0	4,2	NA	5,9	5,6	5,7	2,9	4,5
Eu	0,90	1,57	1,58	0,77	0,97	NA	1,04	1,00	1,12	0,62	1,01
Gd	2,61	8,11	7,56	3,72	3,27	NA	4,15	4,25	5,08	2,60	3,66
Tb	0,44	1,29	1,28	0,62	0,57	NA	0,66	0,69	0,83	0,40	0,62
Dy	2,38	6,83	6,77	3,50	2,85	NA	3,75	3,87	4,91	2,47	3,78
Ho	0,53	1,44	1,45	0,73	0,59	NA	0,74	0,78	0,92	0,46	0,79
Er	1,49	4,22	3,96	2,07	1,58	NA	2,07	2,19	2,55	1,21	1,98
Tm	0,23	0,68	0,63	0,30	0,26	NA	0,35	0,36	0,37	0,17	0,31
Yb	1,62	4,49	3,91	2,19	1,67	NA	2,11	2,49	2,41	1,13	1,84
Lu	0,24	0,73	0,64	0,30	0,26	NA	0,34	0,36	0,36	0,18	0,29
ΣRFF	81,31	267,54	252,25	108,24	113,72	NA	172,32	162,31	153,30	69,33	116,39
La _N /Yb _N	7,09	7,83	8,30	6,79	9,71	NA	11,85	9,50	8,97	8,37	8,81
La _N /Sm _N	3,57	3,41	3,43	3,46	3,60	NA	3,95	3,93	3,53	3,04	3,36
Gd _N /Yb _N	1,31	1,46	1,57	1,38	1,59	NA	1,59	1,38	1,71	1,86	1,61
Eu/Eu*	0,98	0,54	0,59	0,61	0,80	NA	0,64	0,63	0,64	0,69	0,76

Rövidítések: NA: nincs adat; KH: kimutatósi határ; La_N: kondrita normált La-koncentráció; Sm_N: kondrita normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondrita normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondrita normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anomália McLENNAN (1989) alapján

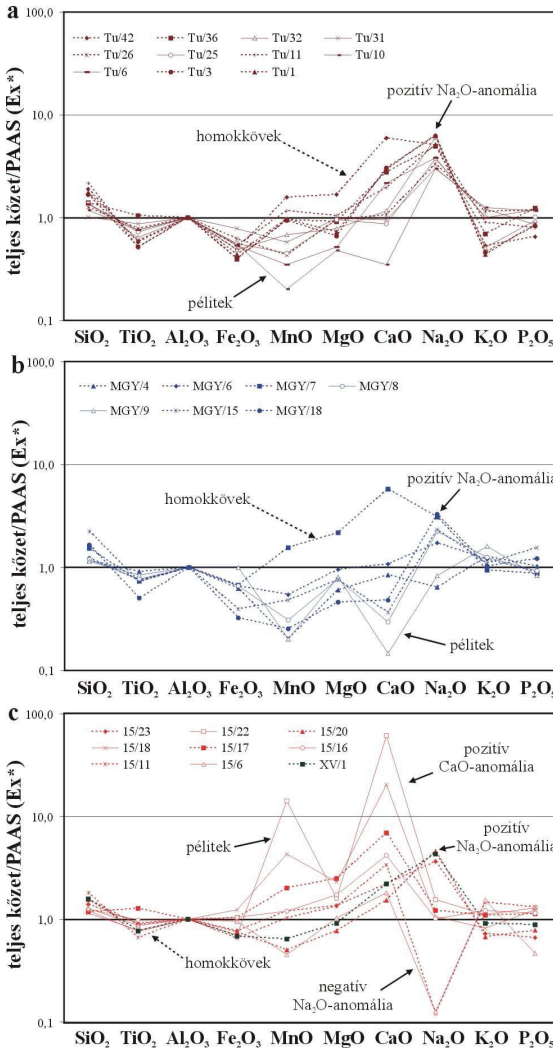
14. táblázat (folytatás)

	Kunsági-terrénum				
	D 9015				XV
fűrés jele	15/23	15/20	15/17	15/11	XV/1
mélység (m)	299,3	333,9	420,0	467,1	2093,9
SiO ₂	66,14	70,42	53,76	70,71	69,74
TiO ₂	0,69	0,64	0,92	0,41	0,54
Al ₂ O ₃	14,20	13,62	13,61	11,72	13,31
Fe ₂ O ₃	4,16	3,89	5,39	2,91	3,49
MnO	0,10	0,04	0,16	0,07	0,05
MgO	2,25	1,22	3,96	1,83	1,41
CaO	2,15	1,43	6,54	2,75	2,03
Na ₂ O	3,32	3,97	1,05	0,09	3,64
K ₂ O	2,02	1,80	2,92	3,36	2,36
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,13	0,13	0,10
LOI	4,75	2,78	11,41	5,91	3,21
Total	99,85	99,90	99,84	99,89	99,87
Rb	87	80	131	168	126
Sr	196	245	169	91	179
Ba	829	223	613	428	484
Pb	12,8	<KH	<KH	<KH	10,4
Th	5,8	6,8	9,1	16,0	10,0
U	1,9	1,6	2,0	4,5	1,8
Zr	157	143	217	175	206
Hf	4,4	4,2	6,0	5,6	6,0
Nb	9,3	8,6	15,7	10,8	<KH
Ta	0,6	0,5	0,5	1,0	0,9
Y	21	24	34	20	23
Sc	9,3	10,3	13,9	7,6	8,7
V	64	47	110	42	60
Cr	45	52	60	46	36
Co	9,2	8,6	16,1	7,7	8,0
Ni	11,1	12	20,3	16,5	5
Zn	30	29	67	19	39
La	19	23	27	27	24
Ce	41	52	55	57	55
Pr	4,43	6,13	NA	6,58	NA
Nd	16	24	23	24	24
Sm	3,4	4,6	5,0	4,5	4,1
Eu	0,94	1,22	1,20	0,81	0,80
Gd	2,97	3,86	NA	3,28	NA
Tb	0,52	0,61	0,70	0,49	0,60
Dy	2,99	3,36	NA	2,53	NA
Ho	0,61	0,70	NA	0,51	NA
Er	1,75	1,90	NA	1,53	NA
Tm	0,28	0,30	NA	0,25	NA
Yb	1,58	2	2,80	1,59	1,90
Lu	0,25	0,31	0,41	0,25	0,33
ΣRFF	96	124	>115	130	>111
La _N /Yb _N	8,13	7,77	6,52	11,47	8,54
La _N /Sm _N	3,52	3,15	3,40	3,78	3,68
Gd _N /Yb _N	1,52	1,56	NA	1,67	NA
Eu/Eu*	0,90	0,88	NA	0,64	NA

A Tu–1 fűrés péliteimintáinak főelem dúsulási tényezői nagyon hasonlóak (33. ábra, a). A PAAS-hez viszonyítva a SiO₂, a

dúsulási tényezője egynél nagyobb, a P₂O₅ dúsulási tényezője egy körüli. A TiO₂, a Fe₂O₃, MnO és a MgO mennyiségében minden esetben szegényedés mutatható ki. A PAAS-hez viszonyítva a Na₂O dúsulási tényezője egynél lényegesen nagyobb, ezzel párhuzamosan a minták többségében kisebb mértékű CaO- és K₂O-dúsulás szintén kimutatható. Ez az összetétel határozott pozitív Na₂O-anomália megjelenéséhez vezet a sokelemes diagramon. A pélites kőzetmintákhoz hasonlóan a Tu–1 fűrésből származó homokkőminták Na₂O-dúsulási tényezője is lényegesen nagyobb egynél. A homokkővek összetételét – a nagyobb karbonát- és kisebb rétegszilikát-tartalomnak köszönhetően – minden esetben CaO-dúsulás, és többnyire K₂O-szegényedés jellemzi.

Az Mgy–1 fűrés két péliteimintáját a PAAS összetételéhez hasonló SiO₂, TiO₂, MgO- és P₂O₅-tartalom jellemzi (33. ábra, b). Változó Na₂O-tartalom mellett mindkét mintát jelentős mértékű MnO- és CaO-szegényedés, illetve kismértékű K₂O-többlet jellemzi. Ezekről eltérően a homokkővek CaO-tartalmára nem jellemző a negatív anomália, a jelentős karbonáttartalom eredményeként az MGY/7 mintában MnO-, MgO- és CaO-dúsulás mutatható ki. A homokkővekben a Na₂O-dúsulási tényezője általában egynél nagyobb, ami több mintában pozitív Na₂O-anomália megjelenésében nyilvánul meg.

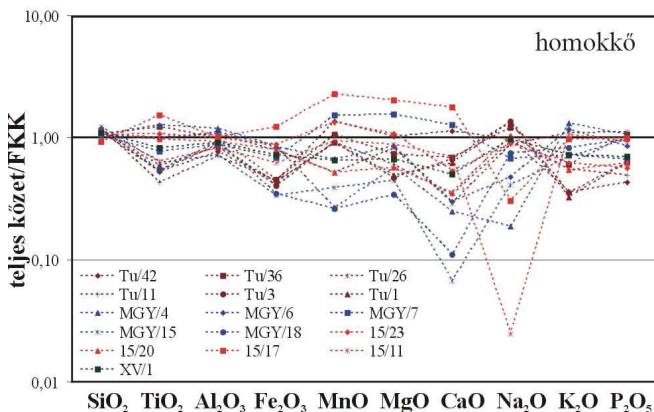


33. ábra

A Korpádi Homokkő minták (a–c) PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált főelem dúsulási tényezői (Ex^*)

A D 9015 fúrás pélit-mintáit a PAAS összetételéhez hasonló SiO_2 -, TiO_2 -, Fe_2O_3 -, K_2O - és P_2O_5 -tartalom jellemzi (33. ábra, c). A legtöbb mintában igen kismértékű Na_2O -dúsulás, valamint jelentős MnO - és CaO -dúsulás (pozitív anomália) jelentkezik. Ettől a 15/6 minta tér el, amiben kiugróan kicsi a MnO -, a Na_2O - és a P_2O_5 -dúsulási tényezője. A homokkővek főelemösszetétele kevésbé változékony, bár pozitív és negatív Na_2O -anomália egyaránt megfigyelhető a sokelemes diagramon. A többségüket különböző mértékű SiO_2 -, MnO -, MgO - és CaO -dúsulás jellemzi; a TiO_2 , a Fe_2O_3 , a K_2O és a P_2O_5

dúsulási tényezője egy körüli. A XV. szerkezetkutató fúrásból származó homokkőminta főelemösszetétele a D 9015 fúrás 15/20 mintájával megegyező dúsulási tendenciát mutat (33. ábra, c). A SiO_2 , a CaO és a Na_2O mennyiségében rendre növekvő mértékű dúsulás, a TiO_2 , a Fe_2O_3 és a MnO mennyiségében gyenge szegényedés mutatkozik; a MgO , a K_2O és a P_2O_5 dúsulási tényezője egy körüli.



34. ábra

A Korpádi Formációt képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele

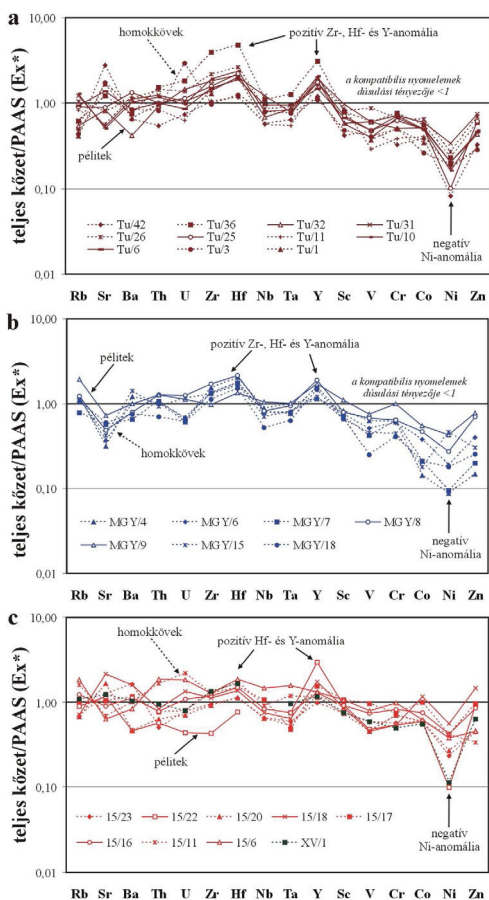
A homokkővek illómentes összetételét az FKK-összetételhez vi-

szonyítva az előzőekben felvázolt bélyegekhez hasonló általános jellegzetességeket figyelhetünk meg (34. ábra). A Tu-1 fúrás homokkőmintáit erősen változó főelemösszetétel jellemzi, azonban függetlenül attól, hogy az adott mintában az FKK összetételéhez képest kisebb vagy nagyobb a Na_2O koncentrációja, a mintákat (a jelentősebb MnO - és CaO -tartalmú Tu/3 minta kivételével) pozitív Na_2O -anomália jellemzi. Az Mgy-1 fúrából származó homokkővek – a jelentősebb karbonáttartalmú MGY/7 minta kivételével) általában eltérő mértékű MnO -, MgO -, CaO - és Na_2O -szegényedést mutatnak, ami többnyire negatív MnO - és CaO -anomáliát okoz az FKK-összetételre normalizált diagramon. Ezekben a mintákban pozitív Na_2O -anomália nem figyelhető meg. A D 9015 fúrás homokkőveinek FKK összetételre normalizált, illómentes főelemkoncentrációit két eltérő jellegű dúsulási görbe jellemzi. A fúrás vizsgált szakaszának alsó részéről származó, jelentős dolomitartalmú mintákat (15/17 és 15/11) negatív Na_2O -anomália jellemzi, továbbá ebben a két mintában a K_2O és a P_2O_5 koncentrációja nem tér el lényegesen az FKK megfelelő értékétől. A felső szakaszt képviselő, kisebb karbonáttartalmú minták (15/23 és 15/20), valamint a XV. szerkezetkutató fúrás homokkőmintája eltérő mértékű CaO -, Na_2O -, K_2O - és P_2O_5 -szegényedést mutat, ami kismértékű, de határozott pozitív Na_2O -anomália megjelenését eredményezi (34. ábra).

7.2.2. A Korpádi Homokkő péлит- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele

A Tu-1 fúrás péлит- és homokkőmintáinak nyomelemösszetételét hasonló általános bélyegek jellemzik. A PAAS-hez viszonyított dúsulási tényezők közül a nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek (Rb, Sr, Ba) dúsulási viszonyaiban jelentős különbségek tapasztalhatók (35. ábra, a). A jelentősebb karbonáttartalmú mintákban pozitív Sr-anomália jelenkezik, míg

a karbonátszegény mintákban – nagyobb Rb- és Ba-dúsulási tényező mellett – gyenge negatív Sr-anomália figyelhető meg a sokelemes diagramon. A tág értelemben vett nagy térerejű nyomelemek (Zr, Hf, Nb, Ta, valamint Th és U) dúsulási tényezői – a redox-érzékeny U kivételével – nagyon hasonlóak. A minták általános jellegzetessége a nagy Zr-, Hf- és Y-dúsulás, ami két homokkőmintában kiugróan nagy mértékű. Ezekben a mintákban a Th és az U mennyiségében is számottevő dúsulás figyelhető meg, a legtöbb mintában azonban a Th, az U, illetve a Nb és a Ta koncentrációjában a PAAS összetételéhez viszonyítva nem figyelhető meg lényeges eltérés. A Sc, a V, a Cr, a Co, a Ni és a Zn relatív mennyiségét általános szegényedés jellemzi, közülük a Ni dúsulási tényezője a legkisebb, ami negatív Ni-anomália megjelenéséhez vezet a sokelemes diagramon.



35. ábra

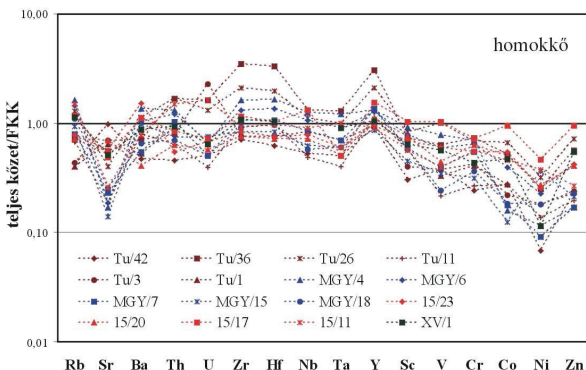
A Korpádi Homokkő minták (a-c) PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált nyomelem dúsulási tényezői (Ex^*)

Az Mgy-1 fűrészből származó pélit- és homokkőminták PAAS-hez viszonyított nyomelemösszetétele sok hasonlóságot mutat a Tu-1 fűrészből származó Korpádi Homokkő minták összetételéhez: a vizsgált kőzetek általános jellemzője a nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek (Rb, Sr, Ba) dúsulási viszonyaiban tapasztalható különbség, a nagy térerejű nyomelemek közül a Zr, a Hf és az Y dúsulása, valamint a kompatibilis nyomelemek (átmenetifémek) szegényedése (35. ábra, b). A Tu-1 fűrészből származó mintáktól eltérően azonban az Mgy-1 fűrés valamennyi mintáját negatív Sr-

anomália jellemzi, továbbá a Zr–Hf és az Y dúsulásában megjelenő pozitív anomália mértéke valamivel kisebb, mint a Tu–1 fúrásban. Az Mgy–1 fúrásban a pélitminták nyomelemtartalma általában meghaladja a homokkövek nyomelemtartalmát.

A D 9015 fúrás vizsgált mintáinak nyomelemösszetétele változatosabb, mint az előző két fúrásban harántolt Korpádi Homokkő összetétele, azonban a PAAS összetételéhez képest tapasztalható dúsulás vagy szegényedés mértéke szűkebb tartományon belül mozog (35. ábra, c). Kisebb mértékű, de határozott pozitív anomália csak a Hf és az Y dúsulási tényezőjét jellemzi. A fúrás vizsgált szakaszának alsó részéről származó két mintában (15/6 és 15/11) jelentős Th- és U-, valamint Nb- és Ta-dúsulás szintén megfigyelhető. Ezekkel ellentétben a 15/22 minta kiugró mértékű pozitív Y-anomáliáját a többi nagy térerejű nyomelem egynél kisebb dúsulási tényezője kíséri. Az átmenetifémek közül határozott szegényedést csak a Ni dúsulási tényezője tükröz; a kompatibilis nyomelemek dúsulási tényezője általában alig kisebb egynél, továbbá a 15/18 mintában Co és Zn dúsulás figyelhető meg.

A XV. szerkezetkutató fúrásból származó homokkőminták nyomelem-koncentrációiból meghatározott dúsulási tényezők – a főelemösszetételhez hasonlóan – a D 9015 fúrás mintáinál leírt általános bélyegekkel jellemezhetők (35. ábra, c).



36. ábra

A Korpádi Formációt képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált nyomelemösszetétele

A különböző fúrásokból származó homokkőminták FKK-összetételhez viszonyított nyomelemösszetételét a 36. ábra segítségével hasonlíthatjuk

össze. Lelőhelytől függetlenül a legtöbb nyomelem koncentrációjában szegényedés figyelhető meg; ez különösen a Sr és a kompatibilis nyomelemek mennyiségében számottevő. A minták egy részében változó mértékű Rb-, Ba-, Th-, U-, Zr-, Hf-, Nb-, Ta- és Y-dúsulás figyelhető meg. Az erősen mobilis Rb, Sr és Ba mennyiségében tapasztalható különbség a legtöbb mintában negatív Sr-anomáliát eredményez a sokelemes diagramon; ennek mértéke az Mgy–1 fúrás mintáiban a legnagyobb. Ettől eltérően a Tu–1 fúrás néhány mintájában pozitív Sr-anomália tapasztalható. A legjelentősebb Zr-, Hf- és Y-dúsulás a Tu–1 fúrás (Tu/36 és Tu/26), valamint az Mgy–1 fúrás (MGY/4 és MGY/6) mintáit jellemzi.

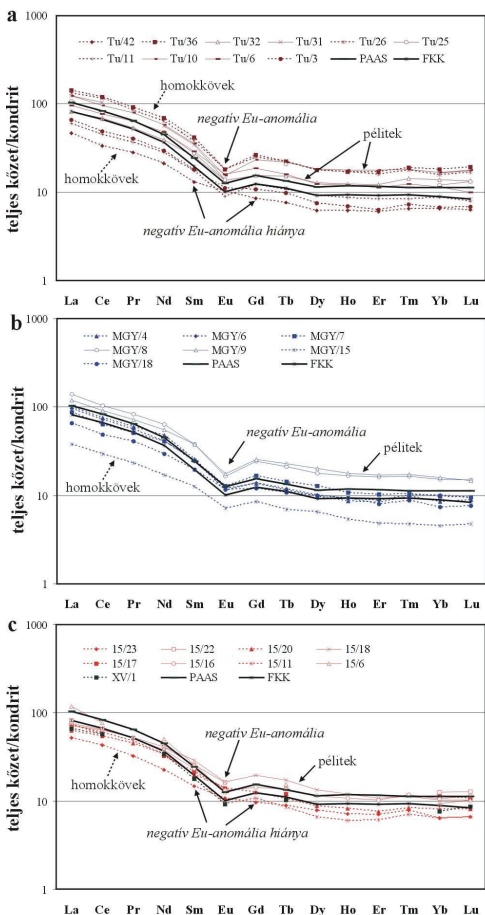
37. ábra

A Korpádi Homokkő Formációt képviselő pélit- és homokkőminták kondritra (McLENNAN 1989) normált ritkaföldfém-koncentrációja

A Tu-1 fűrés pélit-, valamint két homokkőmintájának (Tu/36 és Tu/26) kondritra normált RFF-összetétele a PAAS referencia kondritra normált RFF-összetételéhez hasonló, azonban annál nagyobb összes RFF-tartalmat (ΣRFF) tükröz (37. ábra, a). A többi homokkő ΣRFF értéke kisebb, az FKK összetételére jellemző ΣRFF értéket sem éri el. Litológiától függetlenül a teljes RFF-spektrum, valamint ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége frakcionált, amelyre a 5,89 és 9,71 közötti La_N/Yb_N , továbbá a 3,26 és 3,84 közötti La_N/Sm_N hányadosok utalnak (13. és 14. táblázat). A nehéz RFF-ek frakcionációja nem jelentős ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,12-1,59$). A vizsgált mintákra általában változó

mértékű negatív Eu-anómália jellemző ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,54-0,69$), azonban a Tu/3 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,8$) és a Tu/42 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,98$) mintákban Eu-anómália gyakorlatilag nem jelenik meg.

Az Mgy-1 fűrásban a Korpádi Homokkő Formációt képviselő két pélitminta RFF-koncentrációi jelentősen meghaladják a PAAS-re jellemző értékeket (37. ábra, b). A homokkőminták kondritra normált összetétele az FKK összetételéhez hasonló, kizárólag az MGY/15 minta különül el kis ΣRFF tartalmával. Valamennyi minta teljes RFF-spektruma, valamint ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége erősen frakcionált ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=7,51-11,85$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=3,04-3,95$), a nehéz RFF-ek frakcionációja kisebb mértékű ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,38-1,86$). A vizsgált mintákra változó mértékű negatív Eu-anómália jellemző ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,55-0,76$),



azonban a pélitmintákban fellépő negatív Eu-anomália nagyobb, mint a homokkövekben tapasztalható (13. és 14. táblázat).

A D 9015 fúrásból származó pélitmintákban a PAAS-hez képest nem jelentkezik a RFF-ek dúsulása; a vizsgált minták hasonló nehéz RFF-tartalom mellett kis mértékű szegényedést mutatnak a könnyű RFF-ek koncentrációjában (37. ábra, c). A D 9015 fúrásból és a XV. szerkezetkutató fúrásból kiválasztott homokkőminták kondritra normált RFF-összetétele az FKK kondritra normált RFF-összetételéhez hasonló, azonban annál valamivel kisebb Σ RFF-tartalomra utal. A pélit- és a homokkőminták teljes RFF-spektruma, valamint ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége változó mértékben frakcionált ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=6,52-12,63$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,44-4,51$), a nehéz RFF-ek frakcionációja kisebb mértékű ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,35-1,93$). A vizsgált mintákra általában kicsi ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,64-0,72$), vagy jelentéktelen negatív Eu-anomália jellemző (13. és 14. táblázat).

8. Cserdi Formáció

A felső-permi Cserdi Formációról kialakult álláspont – korlátozott felszíni elterjedése (Gyűrűfű és Cserdi községek környékén) következtében, az idősebb permi képződményekhez hasonlóan – elsősorban a kutatófúrások kőzetanyagának feldolgozása során nyert információkra épült (FÜLÖP 1994; BARABÁSNÉ STUHL 1988c; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A jelenlegi rétegtani tagolás szerint fekvője minden esetben a Gyűrűfűi Riolit Formáció, amely kőzeteinek kissé fellazult felszínére diszkordánsan települ (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Legnagyobb vastagságban a Nyugat-Mecsek területén, Boda községtől ÉK-re leemélyített XV. szerkezetkutató fúrás harántolta (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998), a fúrás kőzetanyagának részletes vizsgálata azonban nem valósult meg. A XV. szerkezetkutató fúrásban a felső-permi Bodai Aleurolit Formáció fekszik (304,3–883,5 m között) megkülönböztetett „átmeneti rétegek” (Bodai/Cserdi Formációk határa) alatt, 883,5–1923,55 m közötti mélységközben különítették el a Cserdi Formáció kőzeteit. Feküjében 1923,55–2067,6 m között a Gyűrűfűi Riolit Formációt képviselő, porfiros szövetű, átkristályosodott üveges alapanyagú vulkáni kőzetből álló képződmény következik, majd a fúrás talpáig (2114,4 m) a Korpádi Homokkő Formációt képviselő szakasz különíthető el (HÁMOS 1986; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; ÁRGYELÁN 2005). A fúrási jegyzőkönyvben (HÁMOS 1986) – véleményem szerint – azonban a kőzetanyag makroszkópos dokumentálásában olyan hiányosságok figyelhetők meg (pl. *„szórtan aprókavicsos durvahomokos finomhomokos aprószemű homokkő”, „aprókavicsos durva-nagy-, közép-, és finomhomokos aprószemű homokkő”, „Főül folyamatos hirtelen átmenettel változik”, „6 db 6–10 mm vastag kőzetpogácsa látható”*), amelyek nem teszik lehetővé a rétegsor utólagos rekonstrukcióját.

Az ELTE FFI Köztan–Geokémiai Tanszékén végzett permi kutatások részeként a XV. szerkezetkutató fúrásban feltárt rétegsorból a Cserdi Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálata valósult meg (ÁRGYELÁN 2005; BODOR 2009). Doktori kutatásaim során a Cserdi Formáció rétegsorát harántoló mélyfúrások közül a D 9015 fúrás, a XIII. és a XV. szerkezetkutató fúrás homokkő- és pélite mintáit vizsgáltam (4–6. ábra); a homokkővek vizsgálatának részeredményeit publikáltam (VARGA et al. 2007b). A XV. szerkezetkutató fúrásban a Cserdi Formáció képződményei üledékfolytonosan érintkeznek a Bodai Aleurolit Formáció kőzeteivel (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998), az átmeneti szakaszból származó, a Cserdi/Bodai határt képviselő minták vizsgálati eredményeit szintén ebben a fejezetben ismertetem.

8.1. A Cserdi Formáció ásványtani és kőzettani jellemzői

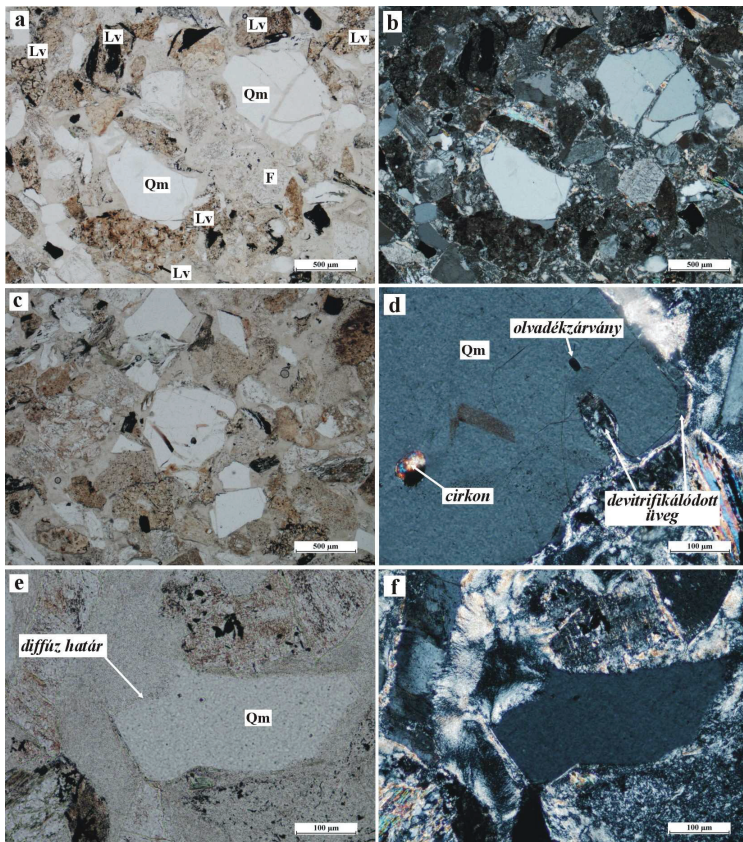
8.1.1. A homokkövek petrográfiai vizsgálatának eredményei

8.1.1.1. A Cserdi Formáció kőzettani jellemzői a D 9015 fűrásban

A D 9015 fűrás kőzetanyagából a Cserdi Formációt képviselő minták közül három, kőzetminta (15/28, 115,0 m; 15/31, 72,0 m; 15/32, 60,5 m) petrográfiai leírását végeztem el. A 15/28 mintában a vázalkotó szemcsék átkristályosodott, agyagásványosodott–szericitesedett, kloritosodott, helyenként hematitosodott, illetve kovásodott, finomszemcsés alapanyagban (kőzetüveg?) helyezkednek el (38. ábra). Az alapanyag és a kvarcsemmcsék határa helyenként elmosódó, lokális olvadásra utaló (38. ábra, e és f). Alárendelten zónás, görbült határvonalú (nyereg alakú), romboéderes karbonátcement (valószínűleg késői diagenetikus dolomit) szintén megfigyelhető. Az ásványszemcsék általában nem érintkeznek, szögletesek, szilánkosak (kvarc, földpát), illetve sajátalakúak, lemezesek (csillámok, kvarc). A kőzettörmelékek között egyeduralkodó az Lv csoport, ezek a szemcsék általában szabálytalan alakúak, „koptatott” megjelenésűek (38. ábra, a–c). A kvarc ásványtörmelékek között uralkodik a Qm szemcséje, Qp csak alárendelten figyelhető meg. A Qm általában sajátalakú, zárványmentes (igen ritkán olvadékszárványt tartalmaz), gyakran rezorbeált (ritkán kör vagy ovális metszetű) vagy korrodált beöblösödésekkel tartalmaz (38. ábra, d), illetve szilánkosan törött kristályok formájában figyelhető meg, ami piroklaszt eredetet tükröz (PETTJOHN et al. 1972; TUCKER 1991; GÖTZE & ZIMMERLE 2000). A változó mértékben átalakult (szericitesedett, agyagásványosodott) földpátkristályok között plagioklász és káliföldpát egyaránt azonosítható. A csillámokat muszkovit és kloritosodó, opacitosodó biotit képviseli. A vulkáni eredetű kőzettörmelékek megjelenése változatos, azonban uralkodnak az üveges (eredetileg valószínűleg hialopilités, hialinos) és az átkristályosodott, szferolitós, illetve felzites szövétű törmelékek. Kisebb arányban horzsaköves és obszidián–szerű, esetleg perlites(?) szövétű, továbbá kvarc és földpát fenokristályokat tartalmazó Lv szemcsék azonosíthatók; amelyekben a földpátot helyenként anhidrit helyettesíti. Alárendelten kvarc+muszkovit, illetve kvarc+szericit összetételű metamorf kőzettörmelékek szintén megjelennek. Az akcesszórius ásványok közül jelentős mennyiségű opakásvány (ilmenit, magnetit) és rutil figyelhető meg, a cirkon mennyisége alárendelt.

A 15/31 és a 15/32 minták vázalkotó szemcséinek jellege a 15/28 mintánál részletezethez nagyon hasonló; mindkét mintában kimutatható az anhidrit jelenléte is. A 15/32 konglomerátumminta szemcséi azonban helyenként egymásba préseltek; mind az alapanyag, mind a szemcsék erősen átalakultak, karbonátosodtak, jelentős mennyiségű pátos

karbonátcement figyelhető meg, ami megnehezíti az elsődleges szövet felismerését (39. ábra, a). A 15/31 mintában szilánkos kristálytöredékeket tartalmazó, horzsakő jellegű Lv szemcse (39. ábra, b–d) fordul elő, a vulkanitszemcsék gyakran egymásba préseltek; továbbá akcesszórius turmalin is megfigyelhető.



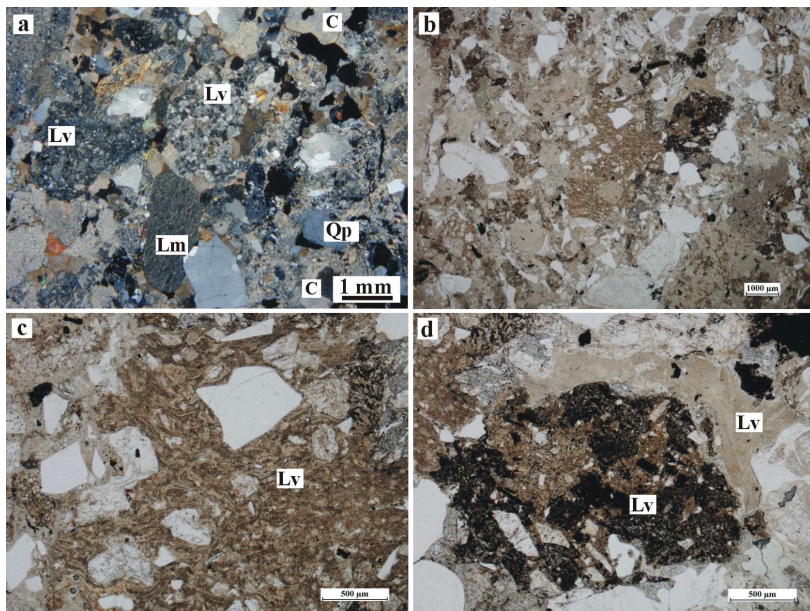
38. ábra

A Cserdi Formációt képviselő 15/28 minta (összesült középszemű tufa) a D 9015 fűrásban (115,0 m).
a–c) Szilánkos vagy töredezett kvarc- és földpátkristályok, továbbá üveges, helyenként obszidián-szerű vulkanitszemcsék agyagásványosodott alapanyagban (1N és +N); d) Cirkon- és olvadékszárványt tartalmazó kvarc korrodált beöblösődéssel, a kristály peremén devitrifikálódott üveg figyelhető meg;
e) és f) Diffúz határvonalú kvarctöredék illitesedett (szericitesedett) alapanyagban (1N és +N)

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; Lv: vulkáni közettörmelék; F: földpát

A vizsgált minták egyértelműen vulkáni törmelékes kőzetek, azaz vulkanoklasztitok ($\geq 75\%$ vulkánianyag-tartalmú kőzet; KARÁTSÓN 1998), nagy valószínűséggel átalakult

(agyagásványosodott, hematitosodott), összesült piroklasztitok. A 15/32 mintában nem zárhatók ki a másodlagos (eróziós) folyamatok, bár ezek mértéke valószínűleg csekély volt. A vulkanoklasztos homokkővek – a vázalkotó szemcsék és a gyakran mátrixot (és cementet) alkotó üveg kémiai instabilitása és reaktivitása miatt – különösen érzékenyek a diagenetikus átalakulásokra (PETTJOHN et al. 1972; TUCKER 1991). Az üveg általában csak a középső-tercier és fiatalabb képződményekben őrződik meg, ezért azonosítása az idős üledékes rétegsorokban nehézségekbe ütközik (PETTJOHN et al. 1972).



39. ábra

A Cserdi Formációt képviselő minták a D 9015 fúrásból.

a) Pátos karbonáttal cementált, vulkanitszemcsékben gazdag, erősen átalakult kőzet (15/32; 60,5 m, +N); b–d) Rosszul osztályozott, szilánkos kvarcokat és piroklasztiszemcséket tartalmazó enyhén összesült durvatufa (15/31; 72,0 m, 1N). A (b) fotó közepén horzsakő eredetű finom lapillus látható
Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Lv: vulkáni kőzettörmelék; Lm: metamorf kőzettörmelék; C: karbonátcement

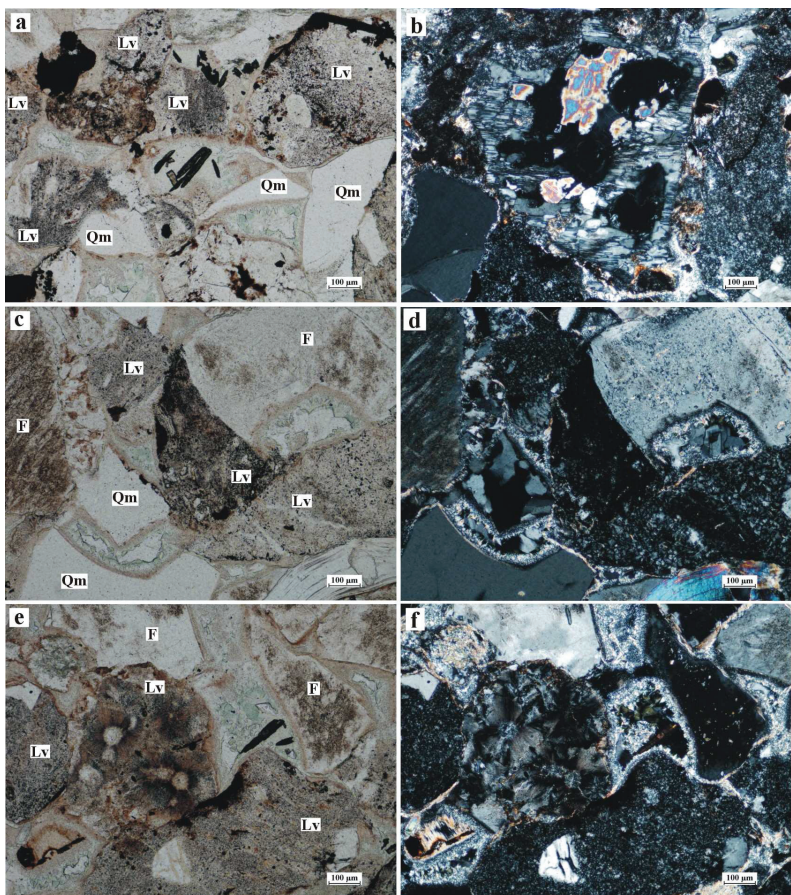
8.1.1.2. A Cserdi Formáció kőzettani jellemzői a XV. szerkezetkutató fúrásban

A XV. szerkezetkutató fúrás Cserdi rétegsorát uralkodóan durvatörmelék képződmények képviselik, amelyek többnyire rosszul osztályozott homokkővekkel (kőzettörmelék homokkő, illetve földpátos kőzettörmelék homokkő, azaz litarenit–földpátos litarenit) váltakoznak. A vizsgált szakasz alsó részén (a Gyűrűfüi Riolit közvetlen

fedőjében) leggyengébb az osztályozottság, a rétegsorban felfelé haladva a rosszul osztályozott rétegeket közepesen vagy jól osztályozott képződmények váltják fel, azonban az osztályozottság elsősorban az átlagos szemcsenagyságtól függ, nem a rétegtani helyzettől (a durvább szemcseméretű rétegek kevésbé, a finomszemcsések jobban osztályozottak). A vázalkotó szemcsék gyakran préseltek (vonali érintkezés), koptatottságuk a szögletestől (pl. kvarctörődék, metamorf törmelék) a gyengén–közepesen koptatottig (pl. vulkanitok) változik. A cement mennyisége változó; elsősorban szericit vagy pátos (ritkán finomszemcsés) karbonátcement figyelhető meg, ez utóbbi elsődleges ásványok kioldódása következtében keletkezett pórusokat is kitölthet. Kisebb mennyiségben hematit, klorit, illetve helyenként anhidrit (pl. XV/55 minta) cementálja a homokköveket (40. és 41. ábra).

A Gyűrűfői Riolit közvetlen fedőjéből származó XV/10 minta (1911,7 m) közettani jellegzetességei lényegesen eltérnek a vizsgált szakasz fiatalabb Cserdi képződményeinél megfigyeltétől. Ebben a mintában a szemcsék többnyire érintkeznek, préselt jelleget adva a közetnek. A szemcsék közötti alapanyag teljesen átalakult, a szemcsék felületét – arra merőleges orientációban – szericit borítja be, a fennmaradó teret kloritkristályok töltik ki, illetve az üreg központi részén kvarc, földpát, gyakran tűs rutilkristály-csoport, vagy szabálytalan alakú rutilszemcsékből álló halmaz, valamint cirkon figyelhető meg (40. ábra). Ezek a bélyegek átalakult (illitesedett, kloritosodott) és átkristályosodott vulkáni üvegre utalnak (WEAVER 1989; WORDEN & MORAD 2003). Az ásványtörödékek közül a Qm szemcsék mennyisége a meghatározó, amelyek gyakran sajátalakúak, illetve szilánkosak; Qp alárendelten jelenik meg. A káliföldpát mennyisége meghaladja a plagioklászét. A K kristályok általában nagyobb méretűek, hematitzárványosak, rendellenes, blokkos-táblás kioltásúak (albitosodás; 40. ábra, b), számos esetben zárványmentes továbbnövekedési szegély figyelhető meg. A rétegszilikátokat muszkovit és kloritosodó biotit képviseli. A közettörmelékek anyaga uralkodó jelleggel vulkáni eredetű, az átkristályosodott, felzites, helyenként kovásodott, vagy folyásos szövetű szemcsék anyaga eredetileg hialopilites, hialinos, szferolitos, illetve vitroporfíros lehetett. Horzsaköves szövetű, valamint üvegszilánkokat tartalmazó Lv szemcsék szintén megfigyelhetők. Fenokristályként kvarc, plagioklász, káliföldpát, illetve amfibol(?) utáni opakásvány pseudomorfója azonosítható; akcesszóriaként opakásványok és cirkon különíthető el az Lv szemcsékben. Ritkán foliált, polikristályos kvarcból és muszkovitból álló Lm szemcsék ismerhetők fel.

A XV/25 (1790,0 m) és a XV/45 (1625,1 m) mintákban szintén találhatók klorittal kitöltött és rutilhalmazokat tartalmazó üregek, azonban a XV/10 mintához képest jóval kevesebb a mátrix mennyisége, valamint jelentős a hematitcement szerepe (41. ábra).



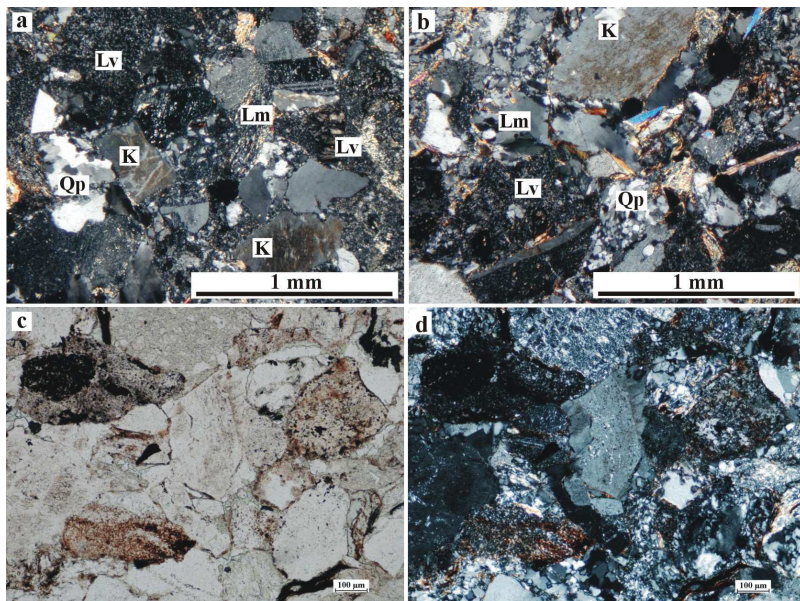
40. ábra

Savanyú vulkanittörmelékben és földpátban gazdag, préselt, lokális olvadásra utaló minta (összesült tufa?) a XV. szerkezetkutató fúrásból (1911,7 m; XV/10; 1N és +N). a–f) A kőzetüveg átalakulása következtében a szemcsék felületén (valószínűleg szmektit utáni) szericitbevonat jelent meg, a közöttük lévő térben általában klorit, a nagyobb üregekben kvarc, rutil, cirkon, illetve földpát kristályosodott ki; b) Albitosodott és anhidritesedett káliföldpát

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; F: földpát; Lv: vulkáni kőzettörmelék

A Qp mennyisége a rétegsorban felfelé haladva növekszik, ezek között gyakori a foliált belső szerkezetű változat. A földpátok aránya változó, általában $P > K$, bizonyos mintákban azonban a P alárendelt mennyiségű. A káliföldpát gyakran hematitzárványos, átalakult (41. ábra, c és d); ikerrácsos mikroklin több mintában felismerhető. A viszonylag nagyméretű, törmelékes muszkovit mellett jelentős mennyiségű az erőteljesen kloritosodó biotit, illetve

opacitosodott biotit reliktum is azonosítható. A vizsgált homokkövek uralkodó mennyiségű szemcséit – a földpátok mellett – a vulkanittörmelékek adják. Az Lv szemcséket döntően savanyú jellegű (felzites) törmelékek alkotják, az üveges Lv szemcsék mennyisége felfelé haladva csökken. A neutrális jellegű Lv szemcsék mennyisége alárendelt. A fenokristályokat tartalmazó Lv szemcsék megjelenése változatos, az alapanyag általában felzites, illetve kovás, azonban oxidált, vörös alapanyagú szemcse is megfigyelhető. Fenokristályként kvarc (helyenként alszemcsékre eső, átkristályosodott), átalakult földpát (gyakran plagioklász), illetve mafikus ásvány (biotit) azonosítható. A metamorf eredetű közettörmelékeket általában kvarcból és muszkovitból álló Lm szemcsék (kvarc-muszkovitpala) képviselik, valamint nagyon finomszemcsés, helyenként kloritosodó szericitpala fordul elő. Ritkán kvarc-földpátpala (gneisztöredék?), illetve kvarc-muszkovit-földpátpala is megjelenhet; a granitoid/metagranitoid szemcsék mennyisége teljesen alárendelt. A vizsgált mintákban az akcesszóriák mennyisége változó; opakásvány (valószínűleg ilmenit), cirkon, turmalin, rutil, apatit és alárendelten gránát fordult elő.



41. ábra

Földpátban és savanyú vulkanittörmelékben gazdag homokkövek a XV. szerkezetkutató fúrásban. a) Nagyszemcsés homokkő általános szöveti képe (1790,0 m; XV/25; +N); b) Rosszul osztályozott, durvaszemcsés homokkő általános szöveti képe (1519,4 m; XV/65, +N); c) és d) Átalakult földpát (középen) továbbnövekedési szegéllyel (1450,4 m; XV/75, 1N és +N)

Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; K: káli földpát; Lv: vulkáni közettörmelék; Lm: metamorf közettörmelék

8.1.2. Az aleurolit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei

8.1.2.1. A Cserdi Formáció összetétele a D 9015 fúrásban

A vizsgált két homokkőmintát legnagyobb mennyiségben kvarcot, albitot, illit±muskovitot és hematitot tartalmaz. Kis mennyiségű káliföldpát (mikroclin?), dolomit, amorf fázis, valamint alárendelten szmektit (vagy illit/smektit kevert szerkezetű rétegszilikát) mutatható ki a teljes közetmintából készült alapfelvételeken (15. táblázat). A dolomit jelenléte megerősíti a petrográfiai bélyegek alapján feltételezett dolomitosodást.

15. táblázat

A Cserdi Formáció ásványos összetétele a D 9015 fúrásban

Cserdi Formáció (D 9015 fúrás)	A teljes közetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció felmennyiségi összetétele				illit (<2 µm)
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	kao	ill/sme	IC
			~%				°2θ
15/31 72,0 m (H)	q, ab > hem > ill±mu	kfp > do (? , ny), sme (?), am	80	–	20	Ny	0,672
15/28 115,0 m (H)	q > ab >> ill±mu	kfp > hem > do (? , ny), am	80	–	20	–	0,648

Rövidítések: H: homokkő; q: kvarc; ab: albit; kfp: káliföldpát; ill±mu: illit±muskovit; do: dolomit; hem: hematit; am: amorf; chl: klorit; kao: kaolinit; sme: szmektit; ill/sme: illit/smektit kevert szerkezet; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályossági index

A minták <2 µm-es frakciójában az illit±muskovit mennyisége a legjelentősebb (80%), amit kaolinit (20%) kísér, illetve a felső mintában alárendelt mennyiségű illit/smektit kevert szerkezetű fázis azonosítható (15. táblázat). Az IC értéke (átlagosan IC=0,66) egyértelműen a diagenetikus zónát jelzi (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989).

8.1.2.1. A Cserdi Formáció összetétele a XV. szerkezetkutató fúrásban

Az uralkodóan a Cserdi Formációt (XV/10–XV/134 minták), valamint a Cserdi Formáció és a Bodai Aleurolit közötti átmeneti szakaszt (XV/160 minta) képviselő aleurolit-, közetlisztes homokkő- és homokkőminták viszonylag homogén ásványos összetételűek (16. táblázat). Valamennyi mintában a kvarc, a földpátok és az illit±muskovit a domináns alkotók. A pélitfrakcióban gazdagabb mintákban ezeket túl a hematit és a röntgenamorf anyag (a módszerrel közelebbről nem meghatározható) is lényeges elegyrész, amelyek a durvább szemcseméretű homokkövekben csupán járulékos elegyrészek. Minden minta tartalmaz albit-dús plagioklász, aminek a mennyisége jelentősen meghaladja a káliföldpátét (ez a korábbiakhoz hasonlóan megerősítheti a földpátok albitosodását). Ez utóbbi a reflexiók helyzete alapján nagy valószínűséggel mikroclin (a XV/55 mintában nem mutatható ki). Az orientálatlan teljes közet felvételen változó, de 10%-ot soha meg nem haladó mennyiségben jelenik meg a klorit. A 24,9 °2θ-nál jelentkező reflexiók szerint – különösen a fúrás felső

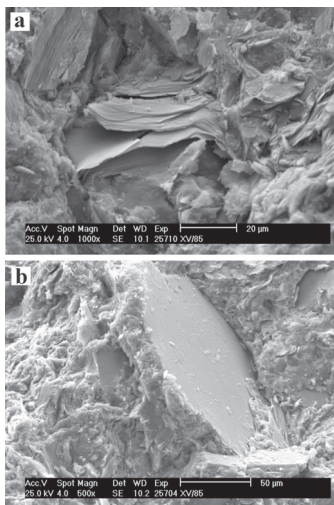
szakaszán (1285,8 m felett, XV/95–160 minták) – gyakori járulékos elegyrész lehet továbbá a kaolinit, bár meghatározása a teljes közet felvételen (klorit jelenlétében) nem egyértelmű. A dolomit a XV/107 és a XV/132 mintákban kis mennyiségű; a XV/134 és a XV/160 aleurolitmintákban azonban 10% körüli elegyrész. A XV/55 mintában 10–15% anhidrit mutatható ki (16. táblázat).

16. táblázat

A Cserdi Formáció és a Cserdi/Bodai átmeneti szakasz közeinek ásványos összetétele

Cserdi Formáció (XV. sz. fúrás)	A teljes közetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció főmennyiségi összetétele			illit (<2 µm)
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl/sme	kao	IC
						°2θ
XV/160 748,8 m (AL)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp), am	chl, kao (?), do	70	<15	>15	0,206
XV/134 954,0 m (AL)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp), am	chl, kao (?), do	~60	<25	>15	0,196
XV/132 958,0 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, kao, do (?), am	~60	<25	>15	0,189
XV/122 1040,6 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, kao, am	~50	<30	>20	0,253
XV/107 1171,6 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, kao, do (?), am	~60	<30	>10	0,277
XV/98 1245,5 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, kao, am	~70	<25	>5	0,258
XV/95 1285,8 m (AL)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp), am	chl, kao	~80	<15	>5	0,351
XV/90 1343,3 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, am	~70	~30	–	0,311
XV/85 1383,1 m (AL)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp)	chl, am	~80	~20	–	0,386
XV/72 1466,5–1467,0 m (AL)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp)	chl, am	~95	~5	–	0,263
XV/69 1502,6 m (H)	q, ill±mu, hem, fp (ab>kfp)	chl, am	~95	~5	–	0,270
XV/55 1582,8 m (H)	q, ill±mu, fp (ab?), anh	chl, hem, am	~75	~25	–	0,246
XV/52 1607,7 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	kao (?) chl, hem, am	~75	<20	>5	0,244
XV/10 1911,7 m (H)	q, ill±mu, fp (ab>kfp)	hem, chl, am	90	10	–	0,322

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; q: kvarc; fp: földpát; ab: albit; kfp: kálicföldpát; ill±mu: illit±muszkovit; do: dolomit; hem: hematit; anh: anhidrit; am: amorf; chl/sme: klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát; kao: kaolinit; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályossági index



42. ábra

A XV/85 minta (1383,1 m) friss törési felületének szekunder elektronképei. a) Kompakció következtében deformálódott muszkovit; b) Átalakult biotit.

A hőkezelést követő diffraktogramokon a 450 °C-os kezelés hatására a 7 Å-ös és a 14 Å-ös csúcs intenzitása csökkent. Az 550 °C-os kezelést követően ezek a csúcsok a minták többségében eltűntek, vagy csak kis intenzitású jellé alakultak, miközben egy diffúz csúcs jelent meg a 9,85–9,90 Å tartományban. Ez a viselkedés leginkább szabálytalanul közbe-retegzett klorit/szmektitre utal (WEAVER 1989). Az agyagfrakció minőségi és főmennyiségi meghatározását megnehezíti, hogy 5 mintában 14 és 7 Å-nél is

olyan határozott, bár kissé diffúz csúcsok jelentkeznek, amelyek intenzitásarányai nem kloritra utalnak. Termikus viselkedésük az irodalomban „swelling chlorite”-nak nevezett fázisra emlékeztet, ami valószínűleg szabálytalanul közberetegzett klorit/vermikulit fázis; azonban ezekben a mintákban klorit/szmektit kevert szerkezetű ásvány szintén előfordulhat. A közberetegzett kloritok termikus viselkedése különösen érzékeny a fázisok kristályossági fokára és szemcseméretére, ezért a 16. táblázatban a „chl/sm” és a „kao” oszlopok adatai csak közelítő értékeknek tekinthetők; előbbi esetben kissé kevesebb („<”), utóbbinál valamivel több („>”) lehet a valós érték.

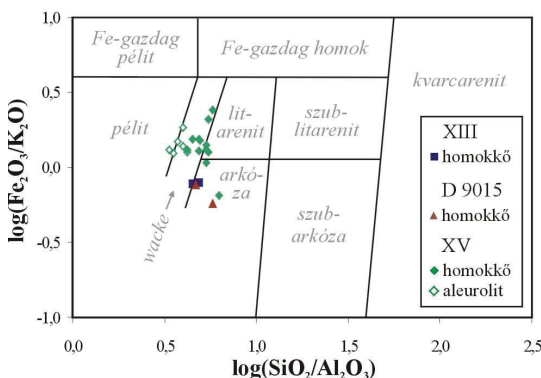
A minták <2 µm-es frakciójában az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (50–95%), amit klorit/szmektit kevert szerkezetű ásvány (5–30%) és gyakran kaolinit (5–20%) kísér (16. táblázat). Arid éghajlati viszonyok között a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit), elsődleges átalakulási terméke a trioktaéderes szmektit, ami betemetődési diagenézis során klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikáton keresztül kloritosodik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A Cserdi Formáció mintáiban megjelenő, szabálytalanul közberetegzett klorit/szmektit fázis ezért – a petrográfiai és a pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelésekkel párhuzamosan (42. ábra) – valószínűleg a vulkáni eredetű biotit átalakulási terméke. A XV. szerkezetkutató fúrás vizsgált szakaszán az agyagásványos összetételben határozott mélységfüggés nem mutatható ki, azonban a mélység növekedésével a kaolinit mennyiségében csökkenő, az illit±muszkovit mennyiségében enyhén növekvő tendenciát figyelhetünk meg (16. táblázat).

A 10 Å-ös fázisok kristályossági foka (IC) 0,19 és 0,39 között ingadozik, ami lényegesen eltér a diagenézis/anchizóna határ értékétől (diagenézis/anchizóna határ: 0,435; anchi-/epizóna határ: 0,250), valamint az epi- és az anchizónának felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989). A vizsgált szakaszból szeparált törmelékes fehér csillámok (10 Å-ös fázisok) b_0 cellaparamétere 8,991–9,000 Å között változik ($n=15$), ami muszkovitos összetételnek, kis nyomású (nagy termikus gradiensű) zöldpala fáciesnek felel meg (WEAVER 1989). A törmelékes csillámok jelenléte így befolyásolhatja (csökkentheti) az IC értékét, azonban a petrográfiai vizsgálatok eredményei szerint valamennyi, az előzőekben tárgyalt permokarbon képződmény jelentős mennyiségű, viszonylag nagyméretű törmelékes muszkovitot tartalmaz, ennek ellenére az IC értékek számos esetben a diagenetikus tartományban maradnak. Figyelembe véve a D 9015 fúrásból származó minták kristályossági adatait (15. táblázat), illetve a minták fúráson belüli helyzetét (a mélységet), a XV. szerkezetkutató fúrás rétegsorában az ásványos összetétel értelmezésekor és a lehordási terület jellemzésekor a betemetődési diagenézis hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni.

8.2. A Cserdi Formáció geokémiai jellemzői

8.2.1. A Cserdi Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele

A $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) a XIII. szerkezetkutató fúrásból és a D 9015 fúrásból kiválasztott minták kémiai összetétele az arkóza mezőnek felel meg (43. ábra). A XV. szerkezetkutató fúrásból származó minták (egy kivétellel) a wacke kategória mezejében, illetve annak közvetlen környezetében csoportosulnak. Az elkülönülő, arkózának megfelelő kémiai összetételű XV/10 minta a közettani vizsgálat során átalakult kőzetüveget tartalmazott. A D 9015 fúrásból származó, szintén átalakult kőzetüvegben gazdag, piroklasztit jellegű mintákhoz hasonlóan ezért feltételezhető, hogy – a petrográfiaiailag nem vizsgált – a XIII. szerkezetkutató fúrásból származó két minta is piroklasztit lehet.



43. ábra

A Cserdi Formáció vizsgált mintáinak kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján

A Cserdi Formáció vizsgált kőzetanyagán belül a XIII/7, a XIII/11, a 15/28, a 15/31 és a XV/10 minták eltérő genetikáját (piroklaszt jellegét) erősítheti meg azok kis TiO_2 -tartalma (17. és 18.

táblázat), ugyanis az eróziót követően a törmelékes szemcsék szállítása a komponensek méret és sűrűség szerinti osztályozódásával jár együtt (VARGA 2005; valamint a benne hivatkozott irodalmak). A szállítási távolság növekedésével az ellenálló, stabil ásvány- és kőzettörmelékek aránya növekszik, így az érettség növekedésével párhuzamosan – a nehézasvány-dúsulás következtében – többek között az üledékes kőzet TiO_2 -tartalma is megnövekszik (BAULUZ et al. 2000; WILLAN 2003).

A XIII és a D 9015 fúrásból származó homokkőminták főelemösszetételét változó mértékű SiO_2 -, Na_2O -, K_2O - és – egy minta kivételével – P_2O_5 -dúsulás jellemzi a PAAS-hez képest (44. ábra, a). A CaO , a Na_2O és a K_2O dúsulási tényezőjében megfigyelhető különbség következtében pozitív Na-anomália látható a diagramon. A TiO_2 , a Fe_2O_3 és a MgO mennyiségében kis mértékű szegényedés tapasztalható; a MnO és a CaO dúsulási tényezője széles tartományon belül változik, de általában egynél kisebb érték.

17. táblázat

A Cserdi Formációból és a Cserdi/Bodai formációk „átmeneti” szakaszából származó homokkövek és aleurolitok kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

fűrás jele mélység (m) litológia	Kunsági-terrénum											
	XIII. szerk. kut.		D 9015 fűrás		XV. szerkezetkutató fűrás							
	Cserdi		Cserdi		Bodai/Cserdi				Cserdi			
	XIII/11	XIII/7	15/31	15/28	XV/160	XV/154	XV/150		XV/134	XV/95	XV/85	XV/72
	384,4	454,6	72,0	115,0	748,8	788,7	810,5		954,0	1285,8	1383,1	1466,5
	H	H	H	H	AL	H	AL		AL	AL	AL	AL
SiO ₂	69,39	69,14	69,76	73,71	56,23	67,25	60,27		60,22	63,73	61,72	59,77
TiO ₂	0,57	0,67	0,43	0,44	0,76	0,63	0,97		0,93	0,91	0,92	0,92
Al ₂ O ₃	14,32	15,37	15,02	12,70	13,42	13,90	17,05		15,18	15,93	16,50	17,86
Fe ₂ O ₃	3,56	3,91	4,07	2,57	4,72	4,27	6,38		6,92	6,27	7,31	7,55
MnO	0,07	0,03	0,02	0,02	0,09	0,05	0,03		0,06	0,04	0,04	0,05
MgO	1,17	1,04	0,91	0,81	3,44	3,11	3,67		4,30	2,68	2,67	2,49
CaO	1,04	0,31	0,64	0,64	2,77	0,93	0,41		1,37	0,42	0,44	0,49
Na ₂ O	2,92	2,65	1,84	2,38	2,41	3,12	1,97		2,81	2,59	2,12	1,75
K ₂ O	4,53	4,99	5,32	4,51	3,75	3,30	5,12		3,73	4,53	4,91	5,76
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,36	0,15	0,17	0,15	0,16		0,17	0,17	0,17	0,19
LOI	2,51	1,93	2,12	1,96	12,11	3,10	3,42		4,12	2,54	2,86	2,98
Total	100,17	100,17	100,47	99,89	99,87	99,81	99,45		99,81	99,81	99,67	99,82
Rb	229	245	244	203	216	147	280		224	254	309	366
Sr	92	97	46	46	148	199	110		130	102	78	80
Ba	543	585	519	473	413	611	624		539	613	501	509
Pb	19,8	20,7	<KH	<KH	18,3	17,3	11,9		11,4	14,6	32,2	20,7
Th	16,0	19,0	16,0	12,0	10,0	12,0	13,0		15,0	16,0	15,0	15,0
U	3,4	4,6	12,0	3,9	3,1	2,5	3,1		4,2	4,0	3,2	4,3
Zr	276	405	195	176	187	232	196		332	283	248	197
Hf	8,1	12,2	6,0	5,1	5,4	7,8	6,6		9,3	8,5	7,5	6,0
Nb	14,1	17,9	13,2	11,6	15,4	10,7	18,2		15,3	13,6	16,8	17,6
Ta	1,2	1,4	1,3	1,0	1,0	0,8	1,3		1,0	1,0	1,2	1,2
Y	39	46	36	29	32	39	34		46	45	42	42
Sc	8,8	9,3	6,7	6,4	12,3	10,5	16,8		18,1	16,6	19,0	19,9
V	44	46	28	22	70	69	116		120	102	126	114
Cr	33	35	20	15	66	170	160		170	140	140	120
Co	8,8	8,6	6,9	3,5	12,5	14,0	19,0		19,3	18,3	20,9	17,8
Ni	4,4	5,7	2,4	1,9	21	86,0	79,1		70	62	63	50
Zn	32	43	23	14	51	50	79		70	74	87	83
La	39	47	33	23	29	34	37		42	35	38	46
Ce	82	102	74	57	68	73	78		95	78	84	94
Pr	9,37	11,59	8,96	6,76	7,85	8,61	9,17		11,14	9,25	10,04	11,26
Nd	35,4	41,9	35	26	30	34	37		42	35	39	44
Sm	7,5	8	8,2	5,7	6,7	6,7	7,4		8,9	7,5	8,0	9,2
Eu	1,04	0,95	0,98	0,72	1,33	1,30	1,48		1,63	1,25	1,40	1,67
Gd	6,47	7,11	6,81	4,68	5,40	5,91	6,26		7,33	5,82	6,65	7,62
Tb	1,08	1,23	1,06	0,78	0,95	1,09	1,06		1,21	1,02	1,13	1,21
Dy	5,76	6,79	5,82	4,18	5,20	6,28	5,46		6,35	5,67	6,66	7,24
Ho	1,15	1,44	1,07	0,85	1,13	1,26	1,11		1,41	1,14	1,34	1,48
Er	3,37	4,19	3,08	2,30	3,05	3,45	3,30		3,82	3,22	3,64	3,88
Tm	0,50	0,61	0,50	0,38	0,49	0,52	0,50		0,57	0,53	0,60	0,63
Yb	3,28	4,28	3,13	2,40	2,94	3,53	3,43		3,64	3,22	3,84	4,09
Lu	0,46	0,62	0,44	0,35	0,43	0,55	0,48		0,60	0,50	0,56	0,59
ΣRFF	197	237	182	135	162	181	191		226	187	205	233
La _N /Yb _N	8,10	7,39	7,08	6,56	6,69	6,51	7,23		7,78	7,35	6,72	7,60
La _N /Sm _N	3,30	3,68	2,52	2,57	2,73	3,19	3,12		2,96	2,94	3,01	3,15
Gd _N /Yb _N	1,60	1,35	1,76	1,58	1,49	1,36	1,48		1,63	1,46	1,40	1,51
Eu/Eu*	0,46	0,38	0,40	0,43	0,68	0,63	0,66		0,62	0,58	0,59	0,61

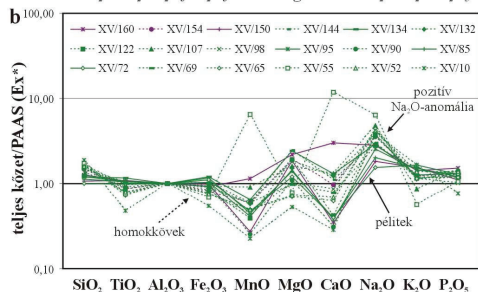
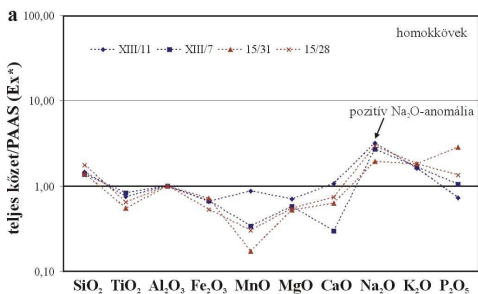
Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; KH: kimutatási határ; La_N: kondritra normált La-koncentráció; Sm_N: kondritra normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondritra normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondritra normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anomália McLENNAN (1989) alapján

18. táblázat

A XV. szerkezetkutató fúrásból származó, a Cserdi Formációt képviselő homokkőminták kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

	Kunsági-terrénum										
	XV. szerkezetkutató fúrás										
fúrás jele mélység (m) litológia	XV/144	XV/132	XV/122	XV/107	XV/98	XV/90	XV/69	XV/65	XV/55	XV/52	XV/10
	873,0	958,0	1040,6	1171,6	1245,5	1343,3	1502,6	1519,4	1582,8	1607,7	1911,7
	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H
SiO ₂	64,25	66,77	69,85	69,82	71,07	69,34	65,16	72,59	64,00	71,62	75,87
TiO ₂	0,69	0,73	0,60	0,65	0,55	0,77	0,83	0,51	0,44	0,56	0,31
Al ₂ O ₃	14,39	13,78	13,17	12,78	13,35	14,08	15,60	13,20	11,07	13,41	12,07
Fe ₂ O ₃	5,04	4,67	4,21	4,49	3,91	5,00	6,03	3,79	2,95	3,84	2,53
MnO	0,05	0,05	0,03	0,07	0,04	0,02	0,05	0,04	0,42	0,04	0,02
MgO	4,12	2,95	2,96	2,39	1,58	1,77	1,75	1,08	1,00	1,15	0,74
CaO	1,09	1,17	0,38	1,15	0,79	0,30	0,83	0,57	8,97	0,64	0,24
Na ₂ O	2,73	3,26	3,10	3,88	3,58	3,19	2,68	3,70	4,45	3,55	2,98
K ₂ O	3,26	3,01	2,98	2,16	3,00	3,30	4,61	2,98	1,23	3,60	3,89
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,14	0,16	0,12	0,17	0,15	0,13	0,10	0,16	0,08
LOI	3,95	3,29	2,11	2,33	1,87	1,93	2,15	1,38	5,28	1,29	1,16
Total	99,71	99,82	99,53	99,87	99,85	99,86	99,83	99,96	99,90	99,85	99,88
Rb	163	142	153	101	141	173	267	137	57	153	155
Sr	142	181	130	170	167	78	108	138	329	114	87
Ba	453	655	521	415	564	346	477	542	203	584	562
Pb	12,0	16,8	<KH	<KH	<KH	<KH	33,1	11,7	<KH	11,3	<KH
Th	12,0	11,0	11,0	10,0	10,0	13,0	15,0	13,0	9,1	13,0	14,0
U	4,9	3,1	2,7	2,3	2,7	3,8	4,1	3,9	2,0	3,4	3,9
Zr	221	232	174	184	146	244	270	157	125	191	170
Hf	7,5	6,5	5,1	5,3	4,6	7,0	7,7	4,5	3,8	5,6	5,0
Nb	12,5	12,3	11,1	10,8	10,3	13,2	15,4	10,9	8,2	12,6	<KH
Ta	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	1,1	0,9	0,7	1,0	0,9
Y	34	35	29	33	27	41	43	31	32	40	39
Sc	12,1	11,2	10,3	10,8	10,0	12,3	14,7	8,9	7,9	10,0	5,1
V	96	84	79	63	65	74	77	64	33	51	24
Cr	150	130	120	99	91	110	110	75	64	85	19
Co	23,2	14,1	12,9	11,0	9,4	12,4	14,7	9,7	4,7	9,2	4,0
Ni	90,4	60	57	39	46	51	44	31	21	47	<KH
Zn	85	46	47	49	39	40	69	38	28	40	22
La	30	30	32	29	23	34	35	25	20	23	30
Ce	62	68	72	62	50	75	78	56	48	57	66
Pr	7,23	7,75	8,41	7,27	5,90	8,95	9,36	6,81	6,10	7,40	NA
Nd	28	31	31	27	23	35	37	27	24	29	31
Sm	5,9	6,2	6,6	6,1	4,9	7,0	7,7	5,6	6,1	6,9	6,3
Eu	1,08	1,19	1,17	1,10	0,90	1,33	1,33	0,98	1,10	1,11	0,80
Gd	5,26	5,31	4,92	5,08	4,07	5,65	6,56	4,93	5,52	6,00	NA
Tb	0,94	0,85	0,76	0,82	0,67	1,02	1,12	0,86	0,87	1,09	1,00
Dy	5,18	4,97	4,05	4,50	3,54	5,71	6,44	4,88	4,98	6,03	NA
Ho	1,05	1,00	0,84	0,93	0,75	1,15	1,28	0,98	1,05	1,26	NA
Er	3,05	2,74	2,18	2,53	2,21	3,28	3,67	2,73	2,73	3,59	NA
Tm	0,47	0,44	0,35	0,40	0,32	0,50	0,61	0,43	0,46	0,56	NA
Yb	2,91	2,67	2,33	2,46	1,97	3,23	3,93	2,58	2,82	3,36	3,30
Lu	0,47	0,38	0,33	0,36	0,30	0,49	0,55	0,39	0,38	0,51	0,48
ΣRFF	153	162	167	150	122	183	192	140	124	147	>139
La _N /Yb _N	6,90	7,62	9,37	7,97	8,03	7,15	6,05	6,57	4,84	4,65	6,14
La _N /Sm _N	3,17	3,06	3,08	2,99	3,01	3,08	2,88	2,82	2,08	2,11	3,00
Gd _N /Yb _N	1,46	1,61	1,71	1,67	1,67	1,42	1,35	1,55	1,59	1,45	NA
Eu/Eu*	0,59	0,63	0,63	0,60	0,62	0,65	0,57	0,57	0,58	0,53	NA

Rövidítések: H: homokkő; NA: nincs adat; KH: kimutatási határ; La_N: kondrita normált La-koncentráció; Sm_N: kondrita normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondrita normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondrita normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anómália McLENNAN (1989) alapján



44. ábra

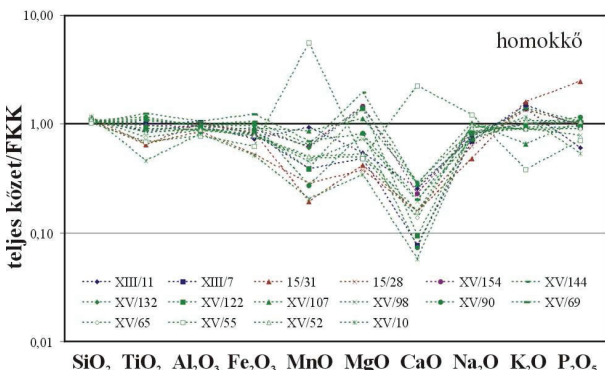
A Cserdi Formáció, valamint a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz aleurit- és homokkőmintáinak PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált főelem dúsulási tényezői (Ex*). a) XIII. szerkezetkutató és D 9015 fúrás; b) XV. szerkezetkutató fúrás, a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz mintáit lila színnel, a Cserdi mintákat zöld színnel jelöltem

A XV. szerkezetkutató fúrásban a pélit- és homokkőminták főelem dúsulási tényezőit összehasonlítva sem a szemcsemérettől, sem a rétegtani helyzettől függő szabályszerű változást nem tapasztalunk (44. ábra, b). A minták általános bélyege a SiO_2 - és a Na_2O -

dúsulás, továbbá három homokkőminta kivételével a K_2O és a P_2O_5 dúsulási tényezője is nagyobb egynél. A TiO_2 és a Fe_2O_3 dúsulási tényezője egy körüli, azonban a legtöbb mintában szegényedés tapasztalható. A MnO , a MgO és a CaO dúsulási tényezője széles tartományt ölel fel; amíg azonban a MnO és a CaO dúsulási tényezője uralkodóan kisebb egynél, addig a MgO mennyiségét többnyire dúsulás jellemzi. Ez a különbség a legtöbb mintánál pozitív MgO - (és Na_2O -) anomáliát, illetve negatív MnO - és CaO -anomáliát okoz. Az általános tendenciától a fúrás vizsgált szakaszának legalsó mintája tér el (XV/10), amelyre – viszonylag nagy Na_2O -tartalom mellett – a legnagyobb SiO_2 és K_2O , továbbá a legkisebb TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO és P_2O_5 dúsulási tényező jellemző. A Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszból származó, dolomitartalmú XV/160 minta jelentős CaO - (és MgO -) dúsulásával tér el a többi mintától; az anhidrittartalmú XV/55 mintában viszont a MnO és a CaO (továbbá a Na_2O) dúsulási tényezője kiugróan nagy (44. ábra, b).

A Cserdi Formációt (D 9015 fúrás, valamint XIII. és XV. szerkezetkutató fúrás), továbbá a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt (XV. szerkezetkutató fúrás) képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele sok hasonlóságot mutat (45. ábra). Valamennyi mintát kis mértékű SiO_2 -dúsulás jellemez, továbbá a TiO_2 , az Al_2O_3 , az Fe_2O_3 és – a 15/31 minta kivételével – a P_2O_5 koncentrációja nem tér el számottevően az FKK megfelelő értékétől. A legtöbb mintában változó mértékű MgO -szegényedés figyelhető meg, a MnO és a CaO – az anhidrittartalmú XV/55 minta kivételével

– valamennyi mintában szegényedik az FKK összetételéhez képest. A K_2O koncentrációja az FKK összetételéhez hasonló, vagy annál általában nagyobb érték; jelentős mértékű szegényedés csak a XV/55 mintára jellemző.



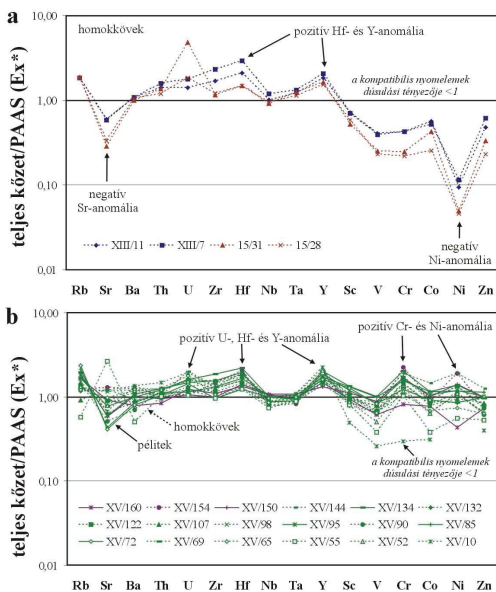
45. ábra
A Cserdi Formációt, valamint a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele. A Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt képviselő mintát lila színnel jelöltém

8.2.2. A Cserdi Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele

A XIII. szerkezetkutató fúrás és a D 9015 fúrás által feltárt, a Cserdi Formációba sorolt homokkőminták nyomelemösszetétele nagyon hasonló. A PAAS-ez viszonyított dúsulási tényezők alapján a nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek közül a Rb dúsulását és a Sr szegényedését tapasztalhatjuk, a Ba mennyiségében viszont nincs lényeges eltérés a referenciaértékhez képest, ami negatív Sr-anomália megjelenéséhez vezet a sokelemes diagramon (46. ábra, a). Valamennyi mintát a nagy térerejű nyomelemek különböző mértékű dúsulása, illetve az átmenetifémek jelentős mértékű szegényedése jellemez. A minták általános jellegzetessége a pozitív Hf- és Y-, valamint a nagy negatív Ni-anomália. A Th, az U és a Zr dúsulásának mértéke általában nem éri el a Hf dúsulását, bár a 15/31 minta U dúsulási tényezője kiugróan nagy. A Nb és a Ta dúsulási tényezője általában egy körüli, vagy csak kissé nagyobb érték.

A XV. szerkezetkutató fúrás vizsgált szakaszának mintáit – a főelemösszetételhez hasonlóan – egységes nyomelemdúsulás jellemzi, amitől lényegesen csak a Gyűrűfüi Riolitra közvetlenül települő XV/10 minta, illetve az anhidrittartalmú XV/55 minta tér el; kisebb mértékű eltérést a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszból származó, dolomitartalmú XV/160 minta mutat (46. ábra, b). A XV. szerkezetkutató fúrás adott szakaszából vizsgált minták általános jellemzője, hogy a PAAS-ez viszonyított dúsulási tényezők alapján a nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek közül a Rb dúsulását tapasztaljuk, a Sr dúsulási tényezője általában kisebb egynél, azonban a változó karbonáttartalomnak (CaO-tartalom) megfelelően

Sr-dúsulás is kialakulhat. A Ba dúsulási tényezője szintén változó, azokban a mintákban, amelyekre a Ba-dúsulási tényezője nagyobb, mint a Sr dúsulási tényezője, negatív Sr-anomália jelentkezik a sokelemes diagramon (46. ábra, a). Valamennyi mintát – a Nb és a Ta kivételével – a nagy térerejű nyomelemek különböző mértékű dúsulása jellemez, ami jellegzetes pozitív U-, Hf- és Y-anomáliát okoz.



46. ábra

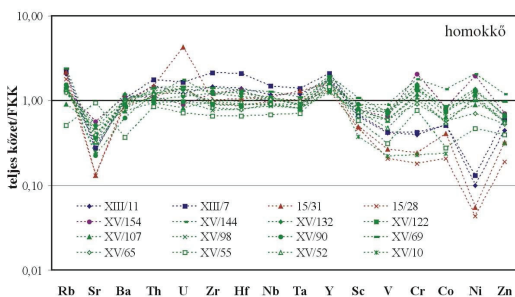
A Cserdi Formáció, valamint a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz aleurolit- és homokkőmintáinak PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált nyomelem-dúsulási tényezői (Ex^*). a) XIII. szerkezetkutató és D 9015 fúrás; b) XV. szerkezetkutató fúrás, a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz mintáit lila színnel, a Cserdi mintákat zöld színnel jelöltem

A fent említett három minta kivételével nem tapasztalható a kompatibilis nyomelemek szegényedése, az egynél nagyobb dúsulási tényezők következtében pozitív Cr- és Ni-anomáliát figyelhetünk meg a sokelemes diagramon. A Bodai/Cserdi

„átmeneti” szakaszból származó, dolomitartalmú XV/160 mintában a Ba és a Th szegényedése mellett egynél kisebb a kompatibilis nyomelemek dúsulási tényezője is, továbbá ebben a mintában negatív Ni-anomália figyelhető meg. Az anhidrittartalmú XV/55 minta kiugró mértékű pozitív Sr-anomáliát mutat, a Sr-dúsulásával párhuzamosan – a Hf és az Y kivételével – a többi nyomelem dúsulási tényezője egy körüli vagy annál kisebb érték. A kis nyomelemtartalom ellenére azonban ebben a mintában is jelentkezik a pozitív Cr- és Ni-anomália. A XV/10 minta összetételét jellemző dúsulási görbe a XIII. szerkezetkutató fúrás és a D 9015 fúrás által feltárt, a Cserdi Formációba sorolt homokkőminták dúsulási görbéjével párhuzamos, azon a kompatibilis nyomelemek általános szegényedése mellett sem jelenik meg Cr-anomália (a Ni mennyisége nem éri el a mennyiségi kimutatási határt).

A Cserdi Formációt (D 9015 fúrás, valamint XIII. és XV. szerkezetkutató fúrás), továbbá a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt (XV. szerkezetkutató fúrás) képviselő

homokkőminták FKK-összetételre normált nyomelemösszetétele alapján levonható következtetések megegyeznek a dúsulási tényezők alapján tett megjegyzésekkel. Lelőhelytől függetlenül a minták általános jellemzője a negatív Sr- (a XV/55 minta kivételével) és a pozitív Y-anomália (47. ábra). A nagy térerejű nyomelemek koncentrációja a XIII. szerkezetkutató fúrásból és a D 9015 fúrásból kiválasztott Cserdi homokkövekben a legnagyobb, azonban ezeket a mintákat – valamint a XV/10 mintát – az átmenetifémek jelentős szegényedése jellemzi. A XV. szerkezetkutató fúrás mintáit – a XV/10 minta kivételével – az FKK összetételéhez képest gyakran nagyobb Cr és Ni koncentráció jellemzi, a normált értéken alapuló diagramon így pozitív Cr- és Ni-anomália jelenik meg.



47. ábra

A Cserdi Formációt, valamint a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált nyomelem-összetétele. A Bodai/Cserdi „átmeneti” szakaszt képviselő mintát lila színnel jelöltem

A XIII. szerkezetkutató

fúrás és a D 9015 fúrás által feltárt, a Cserdi Formációba

sorolt homokkőminták RFF-összetételét az FKK összetételéhez képest nagyobb RFF-tartalom, valamint nagyobb negatív Eu-anomália jellemzi (48. ábra, a). A teljes RFF-spektrum, továbbá ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége frakcionált, amelyre a 6,56 és 8,10 közötti La_N/Yb_N , továbbá a 2,52 és 3,68 közötti La_N/Sm_N hányadosok utalnak. A nehéz RFF-ek frakcionációja nem jelentős ($Gd_N/Yb_N=1,35-1,76$). Valamennyi mintában nagy negatív Eu-anomália jelentkezik, amit a viszonylag kicsi – 0,38 és 0,46 közötti – Eu/Eu^* értékek tükröznek (17. táblázat).

A XV. szerkezetkutató fúrásból származó aleurolitmintákat, valamint a PAAS összetételét képviselő görbék a kondritra normált RFF-összetételi diagramon nagyon hasonlóak (pl. frakcionáció mértéke, Eu-anomália jellege), azonban a vizsgált minták RFF-tartalma általában meghaladja a PAAS-re jellemző értékeket (48. ábra, b). A vizsgált aleurolitminták RFF-spektruma a $La_N/Yb_N=6,69-7,78$; $La_N/Sm_N=2,73-3,15$; $Gd_N/Yb_N=1,40-1,63$; $Eu/Eu^*=0,58-0,68$ paraméterekkel számszerűsíthető (17. táblázat).

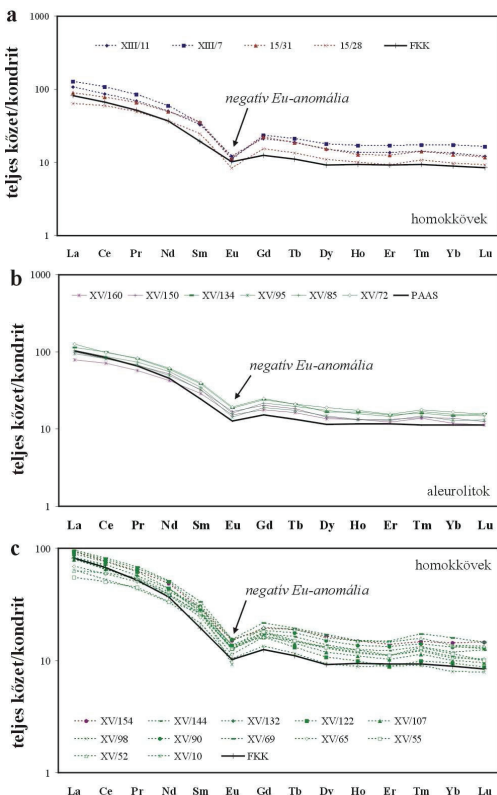
A XV. szerkezetkutató fúrás által harántolt Cserdi/Bodai, illetve Cserdi homokkőminták kondritra normált összetétele az FKK összetételéhez hasonló, azonban a minták RFF-tartalma általában meghaladja az FKK összetételét jellemző koncentrációkat (48. ábra, c). Valamennyi

minta teljes RFF-spektruma, valamint ezen belül a könnyű RFF-ek mennyisége erősen frakcionált; a nehéz RFF-ek frakcionációját az FKK összetételét képviselő görbével közel párhuzamos görbék jelzik a kondritra normált diagramon. A vizsgált homokkőminták RFF-spektruma a következő paraméterekkel számszerűsíthető: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=4,84\text{--}9,37$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,08\text{--}3,19$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,35\text{--}1,71$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,53\text{--}0,65$ (18. táblázat).

48. ábra

A Cserdi Formáció és a Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz mintáinak kondritösszetételre (MCLENNAN 1989) normált ritkaföldfém-eloszlása. a) XIII. szerkezetkutató és D 9015 fúrás; b) XV. szerkezetkutató fúrás, aleurolitminták; c) XV. szerkezetkutató fúrás, homokkőminták. A Bodai/Cserdi „átmeneti” szakasz mintáit lila színnel, a Cserdi mintákat zöld színnel jelöltem (b és c)

A XV/10 minta RFF-tartalmát – a Cserdi Formációt képviselő többi mintától eltérően – NAA módszerrel határozták meg, ezért nem áll rendelkezésünkre a teljes RFF-spektrum jellemzéséhez szükséges adatsor. Ez nem teszi lehetővé, hogy a petrográfiailag – és a korábbiak alapján geokémiailag – rokon XIII/7, XIII/11, 15/28 és 15/31 mintákkal megbízható módon összehasonlítsuk.



9. Bodai Aleurolit Formáció

A felső-permi Bodai Aleurolit Formáció szedimentológiai, biosztratigráfiai, ásványtani és közettani jellegzetességeit számos kéziratot és szakcikk ismertette (BARABÁS 1955; JÁMBOR 1964; SOMOGYI 1965; BALOGH & BARABÁS 1972; FAZEKAS 1987; BARABÁS & STUHL 1988c). Tudománytörténeti összefoglalását, illetve általános jellemzését FÜLÖP (1994) és BARABÁS & BARABÁS STUHL (1998) mutatta be. A formáció megismerésének – 1993 óta – a paksi atomerőműben keletkezett nagy radioaktivitású hulladékok elhelyezésére irányuló geológiai kutatási program adott új lendületet (pl. MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000).

A Mecsekérc Környezetvédelmi ZRt. kutatási programja nem terjedt ki a Bodai Aleurolit Formáció kőzeteinek teljes nyomelemvizsgálatára, valamint a homokkő közbetelepülések jellemzésére, ezért doktori kutatásaim során a Bat–4, a Bat–13, a Bat–15 és a 4709/1 jelű fúrásokból, valamint a X. szerkezeti fúrásból (4. és 7. ábra) származó pélit- és homokkőminták komplex vizsgálatát végeztem el. A rendelkezésre álló új adatok segítségével – a korábbi eredményekkel összevetve – a Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzeteinek kialakulásakor uralkodó öskörnyezeti (lehordási terület, éghajlat, diagenézis) feltételeket pontosítottam (VARGA et al. 2005, 2006).

9.1. A Bodai Aleurolit Formáció ásványtani és közettani jellemzői

9.1.1. A homokkővek petrográfiai vizsgálatának eredményei

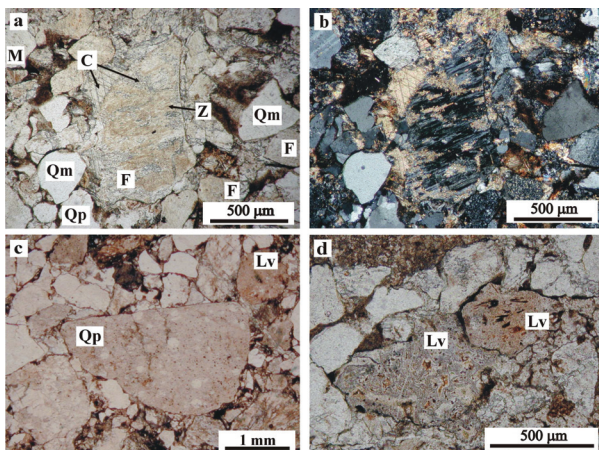
A 4709/1 fúrásból származó homokkővek törmelék szemcséi döntően szögletesek, gyengén koptatottak. Kisebb mennyiségben közepesen vagy jól koptatott szemcséket is tartalmaznak, ezek anyaga vulkáni eredetű vagy üledékes (agyagkő, aleurolit) közettörmelék (49. ábra). A cement mennyisége változó, a közép–durvaszemcsés homokkővekben uralkodó a karbonátásványok szerepe. A szemcsék közötti pórusokat döntően pátos kalcit tölti ki, a mikrites kalcit mennyisége alárendelt. Több minta alapanyagában sajátalakú, romboéderez megjelenésű, helyenként felhős magvú, zónás dolomitkristályok is megfigyelhetők. Kisebb mennyiségben hematit, illit/sericit, klorit cementálja a homokkőveket, valamint továbbnövekedési albit- és kovacement is megjelenhet. A szemcseméret csökkenésével a karbonátcement mennyisége csökken. A homokkővek gyakran karbonátásványokkal és barittal kitöltött ereket tartalmaznak.

A homokkővek legnagyobb mennyiségben földpátot és kvarcot, további ásványtörmeléként kevés muszkovitot és kloritosodó biotitot tartalmaznak. A kvarc szemcsék között a monokristályos és a polikristályos változat egyaránt megfigyelhető (49. ábra, a–c).

49. ábra

Rosszul osztályozott homokkövek a 4709/1 fűrásból. a-b) Barna zárványokat (Z) tartalmazó földpát szemcsék (F), amelyek kioltása blokkos-táblás szektor jellegű (1932,4 m, 1N és +N); c) Radiarlit eredetű(?) polikristályos kvarc (Qp) és vulkáni (Lv) közettörmelék (1866,4 m, 1N); d) Savanyú vulkanit (Lv) szemcsék (1932,4 m, 1N)

További rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; M: mikroklin; C: kalcit cement

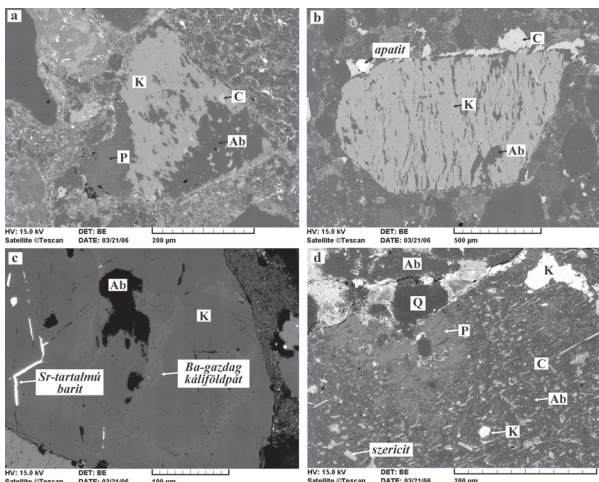


A Qp szemcsék kioltása unduláló, leggyakrabban szutúrásan érintkező alkristályokból állnak, azonban egyensúlyi kristályosodásra utaló (poligonális) változatok is előfordulnak. A Qp szemcsék között VARGA et al. (2006) radiarlit eredetű törmelékletet azonosított (49. ábra, c), azonban – figyelembe véve, hogy a finomszemcsés tűzkő- és az átkováódott vulkáni alapanyagszemcsék elkülönítése számos esetben rendkívül nehéz (PETTUJOHN et al. 1972; TUCKER 1991) – a Cserdi Formációnál részletezett petrográfiai megfigyelések értelmében ez nagy valószínűséggel átkováódott szferolitós vagy perlites vulkanit (Lv) szemcse.

50. ábra

Albitosodott földpát-szemcsék a 4709/1 fűrás homokkő mintáiban (BSE kép). a-b) A hasadási síkok mentén albitosodott (Ab) káli-földpát (K), 4709/12 minta (1883,8 m) és 4709/11 minta (1893,8 m); c) Sr-tartalmú barit részlegesen albitosodott (Ab) káli-földpátban (K), 4709/8 minta (1932,4 m); d) Részlegesen albitosodott (Ab) és szericitesezett törmelék plagioklász (P), 4709/8 minta (1932,4 m).

További rövidítések: C: kalcit; Q: kvarc

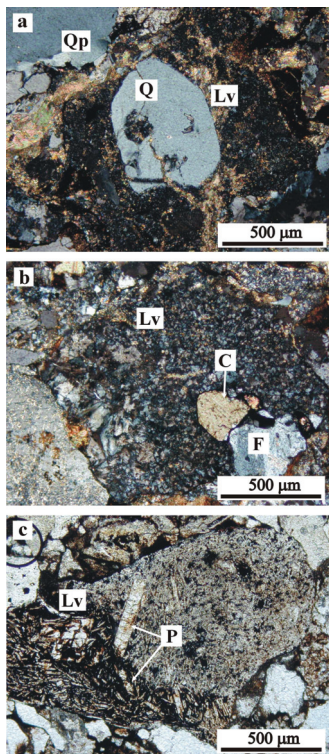


A törmelékes plagioklász és a káliföldpát (mikroklin) szemcsék egyaránt lehetnek üdék, vagy – a hasadási nyomvonalaknak, illetve a szemcsehatároknak megfelelően – különböző mértékű szericitedés és kalcitosodás nyomait mutatják. Nagyon gyakori a törmelékes káliföldpát-szemcsék „foltos” megjelenésű átalakulása (49. ábra, a és b). Ezek a szemcsék többnyire parányi barna zárványokat tartalmaznak, valamint kioltásuk blokkos-táblás szektor jellegű. A felsorolt szöveti bélyegek a törmelékes földpátok kis hőmérsékletű (oldódás–kicsapódás mechanizmusú), diagenetikus albitosodását jelzik (KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; MCBRIDE et al. 1987; SAIGAL et al. 1988; MILLIKEN 1989). A részlegesen albitosodott káliföldpátban a barna zárványokat tartalmazó foltok az üregekben gazdag (vakuolás) autigén albitnak felelnek meg (SAIGAL et al. 1988). A visszaszórt elektronképre (BSE) épülő előzetes szöveti megfigyelések megerősítették ezt a feltételezést: a jellegzetes kioltást a törmelékes káliföldpát részleges albitosodása eredményezi (50. ábra). Bizonyos részlegesen albitosodott káliföldpát-szemcsék Ba-tartalma jelentős; valamint ezek a szemcsék a hasadási síkoknak megfelelően Sr-dús baritot tartalmazhatnak (50. ábra, c). A vizsgált mintákban a karbonáttal kitöltött erek is tartalmazhatnak baritot, amelyről ÁRKAI et al. (2000) is beszámolt, így valószínű, hogy a Ba-dúsulás és a barit megjelenése utólagos, hidrotermális folyamathoz köthető. A káliföldpát albitosodásához hasonlóan a törmelékes plagioklász részleges vagy teljes albitosodása is megfigyelhető. A plagioklász-szemcsék diagenetikus illitesedése, illetve szericitedése szintén jól látható a BSE képen (50. ábra, d).

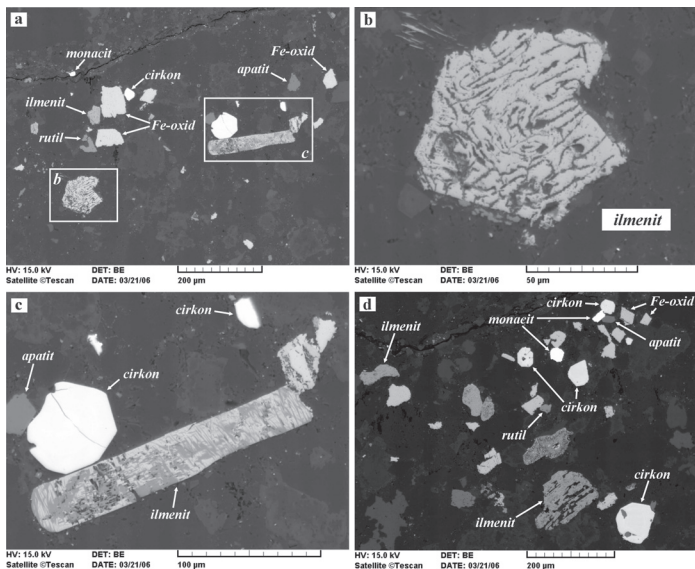
A vizsgált Bodai homokkőmintákban a közettörmelékek anyaga uralkodóan vulkáni eredetű (49. ábra, c és d; 51. ábra). A vulkanit (Lv) szemcséket döntően átkristályosodott alapanyag, illetve átalakult vulkáni üveg alkotja.

51. ábra

Vulkanit eredetű szemcsék (Lv) a 4709/1 fűrés homokkőveiből. a–b) Kvarc (Q), földpát (F) és mafikus fenokristályokat (amfibol utáni kalcit pseudomorfóza) tartalmazó vulkanit szemcsék, (a) 4709/1 1971,0 m (+N), (b) 4709/1 1932,4 m (+N); (c) Plagioklász (P) mikrolitokat tartalmazó vulkanit szemcse, 4709/1 1883,8 m (1N)
További rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; C: kalcit



Kisebb mennyiségben kvarc, földpát, átalakult amfibol fenokristályokat (51. ábra, a és b), vagy üvegszilánkokat tartalmazó (üvegtufa eredetű) Lv szemcsék figyelhetők meg (49. ábra, d). A petrográfiai bélyegek alapján ezek – a Cserdi Formáció Lv szemcséihez hasonlóan – elsősorban a Gyűrűfű Riolit Formáció láva és piroklasztit eredetű kőzeteinek (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JAKAB 2005) lepusztulásából származnak. Alárendelten kisméretű, neutrális (trachitos szövettű), illetve bázisos (bazalt–dolerit?) jellegű, vulkáni, ritkán szubvulkáni eredetű szemcsék is megfigyelhetők, amelyek forráskőzete jelenleg ismeretlen. Ezek sötét, opakásványban gazdag alapanyagban plagioklász mikrolitokat, valamint esetenként amfibol(?) utáni, opakásványokból álló pszeudomorfózákat tartalmaznak (51. ábra, c). A metamorf közettörmelékeket polikristályos kvarcból, változó mértékben átalakult földpátból és muszkovitból álló szemcsék képviselik. Az üledékes közettörmelékek között az áthalmazott, sajátanyagú vörös agyagkő és aleurolit szemcsék a leggyakoribbak. A közép–durvaszemcsés homokkővekben az akcesszóriák mennyisége alárendelt, a finom–aprószemcsés homokkővekben azonban jelentős (52. ábra); ez utóbbiak döntően opak ásványokat (magnetit, ilmenit) tartalmaznak, amelyekhez cirkon, monacit, rutil, apatit, turmalin, titanit és krómspinell (egy szemcse) társult.



52. ábra

Nehézasványok torlatszerű dúsulása aprószemcsés homokkőben, 4709/1 fűrés (1893,8 m; 4709/11 minta), BSE kép

9.1.2. A pélit- és homokkőminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredményei

Az agyagkövek legnagyobb mennyiségben 10 Å-ös rétegszilikátokat (illit±muszkovit) albitot, kvarcot és hematitot tartalmaznak. A vizsgált mintákban a kalcit és a dolomit többnyire együtt fordul elő, azonban a Bat-4, Bat-13 és Bat-15 jelű fúrásokból származó agyagkövek kalcittartalma kiemelkedő. A járulékos elegyrészek közül a klorit és az amorf anyag mennyisége a legnagyobb. Alárendelt mennyiségben több minta tartalmaz kálföldpátot – amely nagy valószínűséggel mikroklin – és kaolinitet, valamint néhány mintában a szmektit (vagy erősen duzzadóképes illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány) jelenléte sem zárható ki (19. táblázat). Ez az összetétel megfelel a korábbi ásványtani vizsgálatok eredményének (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000).

A vizsgált homokkövek legnagyobb mennyiségben albitot, kvarcot és karbonátásványokat (dolomit, kalcit) tartalmaznak. A járulékos ásványok közül a kálföldpát, az illit±muszkovit és a hematit mennyisége a legnagyobb. Alárendelt mennyiségben valamennyi homokkőmintát tartalmaz kloritot (19. táblázat).

19. táblázat
A Bodai Aleurit formáció kőzeteinek ásványos összetétele

fúrás, mélység (m)	a teljes kőzetminták ásványos összetétele		a <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele				IC	L
	uralkodó ásványok	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	ka	sm		
				%			2θ°	
4709/1 1997,4	ill±mu, ab, q, he	cc, do, chl, am	80	6–14	(6–14)	-	0,34	A
4709/1 1960,2	ill±mu, ab, q, he	cc, do, chl, am, kfp, sm?	82	7–11	(7–11)	-	0,41	A
4709/1 1848,0	ill±mu, q, he, ab	am, cc, do, chl, kfp	83	5–12	(5–12)	-	0,48	A
X. 1596,3	ill±mu, q, he, ab	am, do, chl, cc, ka, sm?	63	8–30	(8–30)	-	0,48	A
Bat-4 1147,8	ill±mu, ab, q, he, do	chl, am, kfp, ka	70	10–20	(10–20)	-	0,40	A
Bat-4 947,5	ill±mu, ab, he, cc	q, am, do, kfp, chl, ka, sm?	75	10–15	(10–15)	-	0,39	A
Bat-4 741,2	ill±mu, ab, he, cc	am, q, chl, ka, sm?	89	4–7	(4–7)	-	0,57	A
Bat-4 567,4	ill±mu, ab, q, he, cc	sm, am, kfp, do, chl, ka	74	8–18	(8–18)	5	0,40	A
Bat-15 13,3	ill±mu, ab, cc, he	q, kfp, am, chl, sm?	72	11–17	(11–17)	-	0,44	A
Bat-13 29,8	ill±mu, ab, cc, he	q, am, ka, sm	78	9–13	(9–13)	-	0,38	A
4709/1 1932,4	q, ab, cc, ill±mu	kfp, am, do, he, chl	80	5–15	(5–15)	-	0,30	kH
4709/1 1903,7	ab, q, do, cc, he	kfp, ill±mu, chl, am, sm?	90	-	5	5	0,29	kH
4709/1 1829,3	ab, q, do	kfp, ill±mu, he, chl, am	60	10–30	(10–30)	-	0,30	fH

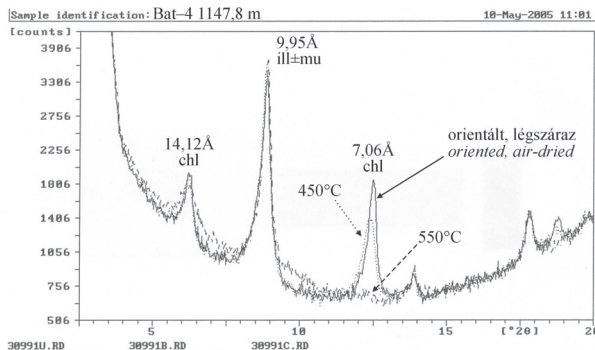
Rövidítések: q: kvarc; ill±mu: illit±muszkovit; he: hematit; ab: albit; kfp: kálföldpát; chl: klorit; sm: szmektit; cc: kalcit; do: dolomit; ka: kaolinit; am: amorf; IC: illit kristályossági index; L: kőzettípus; A: agyagkő; kH: középszemeses homokkő; fH: finomszemeses homokkő; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

Az agyagkövek <2 µm-es frakciójában az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (63–89%). Az illit kristályossági foka (IC) 0,34–0,57 °2θ között változik, ami – a korábbi

kutatások adataival egyező módon (ÁRKAI et al. 2000) – a diagenetikus–anchizóna határ (0,390–0,435 °2 θ) környezetének és a diagenetikus zónának felel meg (ÁRKAI 1983; FREY & ROBINSON 1999). Alárendelt mennyiségű (5%) szmektit egy mintában (Bat–4 567,4 m), a klorit és a kaolinit minden mintában megtalálható, mennyiségük azonban kicsi (19. táblázat). Figyelembe véve azt a korábbi következtetést (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; ÁRKAI et al. 2000), hogy a Bodai Aleurolit üledékképződésekor szemi-arid–arid éghajlat uralkodott, a kaolinit mennyisége valószínűleg elhanyagolható. A vizsgált agyagkövekben a klorit kevert rétegszerkezetű. A 450 °C-os és az 550 °C-os hőkezelést követő diffraktogramok alapján (53. ábra) a „swelling chlorite” fázissal azonosítható (WEAVER 1989), ami valószínűleg szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát.

53. ábra

A klorit termikus viselkedése a Bodai Aleurolitot képviselő Bat–4 1147,8 m mintában (<2 μ m-es frakció)
 Rövidítések: ill±mu: illit±muszkovit; chl: klorit;
 450 °C: 450 °C-os hevítést követő felvétel; 550 °C: 550 °C-os hevítést követő felvétel



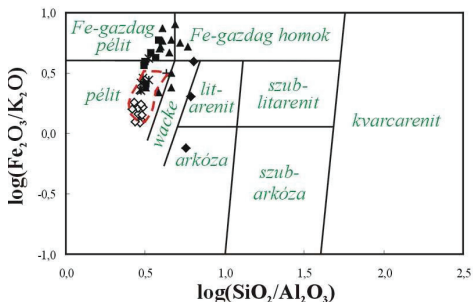
A homokkövek agyagfrakciójában – a pélitek ásványos összetételéhez hasonlóan – az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (60–90%). Az illit kristályossági foka (IC) azonban 0,29–0,30 °2 θ között változik (19. táblázat), ami egyértelműen az anchizónának felel meg (ÁRKAI 1983; FREY & ROBINSON 1999). Az agyagkövek és a homokkövek IC értékei között megfigyelhető különbség valószínűleg a homokkövek törmelékes muszkovit-tartalmának IC-csökkentő hatására vezethető vissza.

9.2. A Bodai Aleurolit Formáció geokémiai jellemzői

9.2.1. A Bodai Aleurolit Formáció pélit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele

A különböző szemcseméretű törmelékes kőzetek kémiai osztályozását szemléltető $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) a vizsgált agyagkövek a pélit kategória mezejében csoportosulnak. A homokkövek $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ értéke közel azonos,

azonban a $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ értékek alapján jelentős mértékű eltolódást mutatnak az arkóza mezőből a wacke–Fe-gazdag homok határ felé (54. ábra). A Fe-dúsulásra utaló homokkővekben az agyagkővekhez képest jelentős K_2O -szegényedés figyelhető meg (20. táblázat), ezért a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ arány növekedését és a látszólagos Fe-dúsulást – a törmelékes kálföldpátok albitosodása következtében – a K_2O mobilizációja okozhatta.



54. ábra

A Bodai Aleurolit Formáció pélit- és homokkőmintáinak kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján

◇ agyagkő
◆ homokkő

albitifészes és kőzetlisztes agyagkő
VARGA et al. (2005) alapján

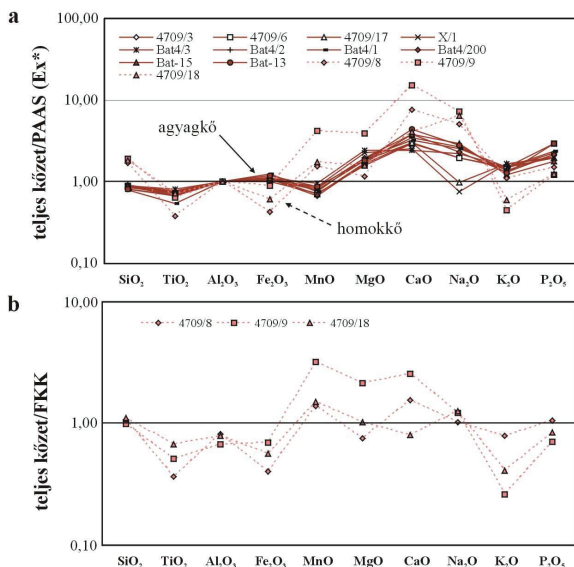
VARGA et al. (2006) alapján:

× albitifészes és kőzetlisztes agyagkő

▲ aleurolit + homokkő ■ albitolit

55. ábra

A Bodai Aleurolit Formációt képviselő agyagkővek és homokkővek (a) PAAS (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) összehozott viszonyított főelem dúsulási tényezői (Ex^*) és (b) a homokkővek FKK-összetételre (MCLENNAN 2001) normált főelemkoncentrációja



Az agyagkővek főelem dúsulási tényezői nagyon hasonlóak (55. ábra, a). A PAAS-hez viszonyítva a SiO_2 , a TiO_2 és a MnO dúsulási

tényezője egynél kisebb, a Fe_2O_3 dúsulási tényezője egy körüli. A MgO , a CaO a K_2O és a P_2O_5 mennyiségében minden esetben jelentős mértékű dúsulás mutatható ki. A PAAS-hez viszonyítva a Na_2O dúsulási tényezője általában egynél nagyobb, azonban két mintában a Na_2O kis mértékű szegényedése szintén megfigyelhető. A homokkővekben a SiO_2 és a P_2O_5

mennyisége kis mértékben, de határozottan dúsul; a TiO_2 , a Fe_2O_3 és a K_2O mennyisége általában szegényedik. A MnO , a MgO , a CaO és a Na_2O dúsulásának mértéke kiemelkedően nagy, többnyire jelentősen meghaladva az agyagkövekre jellemző dúsulási értékeket (55. ábra, a). A homokkövek illómentes főelemösszetételét az FKK átlagos összetételéhez viszonyítva megállapítható, hogy a vizsgált homokkövek SiO_2 -tartalma az FKK-hez nagyon hasonló érték (55. ábra, b). A TiO_2 , az Al_2O_3 , a Fe_2O_3 , a K_2O és a P_2O_5 mennyiségében változó mértékű, de határozott szegényedés mutatható ki. Ezzel ellentétben a MnO , a MgO , a CaO és a Na_2O koncentrációja a legtöbb esetben különböző mértékű dúsulást tükröz.

9.2.2. A Bodai Aleurolit Formáció pélit- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele

Az agyagkövekben a nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek (Rb, Sr, Ba) és a rokon geokémiai viselkedésű Pb dúsulási viszonyaiban jelentős különbségek tapasztalhatók (56. ábra, a). A PAAS-hez viszonyítva a Rb minden, az Pb a legtöbb mintában dúsul, ezzel ellentétben a Ba valamennyi agyagkőben szegényedik. A Sr mennyiségét általában szintén szegényedés jellemzi. A tág értelemben vett nagy térerejű nyomelemek (Zr, Hf, Nb, Ta, valamint Th és U) dúsulási tényezői – a redox-érzékeny U kivételével – nagyon hasonlóak. A Th minden agyagkőben dúsul, a Zr szegényedik, a Hf, a Nb és a Ta dúsulási tényezője egy körüli. Az U a legtöbb mintában dúsul, azonban a dúsulás mértékében nagy eltérés figyelhető meg. Az Y és az átmenetifémek dúsulási tényezői egységes eloszlást mutatnak. Az Y, a Sc, a Co és a Zn kis mértékben dúsul, a V és a Ni szegényedik. A Cr mennyisége lényegesen nem tér el a PAAS összetételétől.

A homokkövek PAAS összetételhez viszonyított nyomelem dúsulási viszonyai az uralkodó átlagos szemcseméret függvényében változnak, a legnagyobb eltérés az erősen mobilis Rb, Sr és Ba mennyiségében tapasztalható (56. ábra, a). A finomszemcsés homokkőben a Sr és a Ba mennyisége szegényedik, a középszemcsés homokkövekben azonban jelentős mértékben dúsul. Valamennyi mintára jellemző a Ni jelentős szegényedése, amelyet leggyakrabban más átmenetifémek és a nagy térerejű nyomelemek szegényedése kísér. Ez a szegényedés jelentősen meghaladja az agyagkövekben tapasztaltakat. A középszemcsés homokkövektől és az agyagkövektől eltérően, a finomszemcsés homokkőben jelentős U-, Zr- és Hf-dúsulás figyelhető meg (56. ábra, a).

A homokkövekben a legtöbb nyomelem FKK-összetételre normált koncentrációja egynél kisebb, határozott dúsulás csak a középszemcsés homokkövek Sr- és Ba-tartalmában mutatható ki (56. ábra, b). A Ni koncentrációjában az FKK összetételéhez képest negatív anomália figyelhető meg. A finomszemcsés homokkő Sr- és Ba-tartalma kicsi; U-, Zr-, Hf-,

Nb-, Ta- és Y-tartalma azonban – meghaladva a középzszemcsés homokkőekre jellemző koncentrációkat – az FKK összetételéhez nagyon hasonló.

20. táblázat

A Bodai Aleurolit Formációból származó kőzetek kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm).

fűrés jele mélység (m) kőzettípus	4709/1 1997,4 A	4709/1 1960,2 A	4709/1 1848,0 A	X. 1596,3 A	Bat-4 1147,8 A	Bat-4 947,5 A	Bat-4 741,2m A	Bat-4 567,4 A	Bat-15 13,3 A	Bat-13 29,8 A	4709/1 1932,4 kH	4709/1 1903,7 kH	4709/1 1829,3 fH
SiO ₂	51,69	52,98	52,05	50,13	51,32	50,31	48,18	52,05	51,39	48,26	65,98	56,62	69,57
TiO ₂	0,73	0,68	0,65	0,67	0,74	0,67	0,52	0,67	0,72	0,64	0,23	0,30	0,43
Al ₂ O ₃	18,03	17,84	17,80	18,36	17,14	17,77	18,40	17,10	17,41	17,94	11,56	8,93	11,39
Fe ₂ O ₃	7,52	6,89	7,20	7,41	7,18	7,79	8,67	7,17	7,32	8,15	1,88	3,07	2,68
MnO	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,10	0,22	0,12
MgO	3,53	3,27	3,77	4,79	4,85	3,78	4,25	3,92	3,45	3,86	1,55	4,10	2,13
CaO	3,71	3,63	3,67	3,21	2,85	4,26	4,06	4,47	4,60	5,42	6,10	9,40	3,20
Na ₂ O	2,27	2,25	1,10	0,88	2,40	3,06	2,98	2,53	3,24	3,17	3,70	4,16	4,65
K ₂ O	5,23	5,28	5,83	5,96	5,04	4,78	5,49	4,36	4,20	4,48	2,50	0,78	1,32
P ₂ O ₅	0,34	0,45	0,30	0,31	0,28	0,32	0,37	0,32	0,26	0,45	0,15	0,09	0,12
LOI	6,61	6,26	7,54	6,24	6,87	6,48	6,72	6,91	6,62	7,48	6,55	12,62	4,94
Total	99,72	99,59	99,99	98,05	98,76	99,30	99,72	99,59	99,27	99,94	100,31	100,28	100,54
Rb	248	258	342	294	230	245	273	195	204	223	102	33	59
Sr	131	139	113	143	77	158	227	204	120	177	497	421	106
Ba	226	246	259	320	382	348	275	493	384	368	1492	841	170
Pb	40	18	25	23	14	32	29	32	38	29	<KH	11	<KH
Th	18	19	18	17	15	17	16	17	17	16	6	7	5
U	3,2	2,9	3,7	2,8	5,4	6,4	4,2	5,1	4,0	5,1	1,7	1,1	3,1
Zr	157	169	139	130	153	132	ND	123	132	ND	75	83	175
Hf	4,6	5,2	3,9	4,4	4,5	4,4	4,0	3,9	4,4	4,0	2,6	2,4	5,2
Nb	17,3	15,3	15,7	13,9	16,5	17,0	15,8	15,0	17,6	17,8	5,5	5,6	9,5
Ta	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,0	1,3	0,9	0,5	0,5	0,6
Y	35	35	33	32	37	32	30	34	31	35	14	19	23
Sc	18,5	19,0	16,7	15,9	18,0	19,3	18,0	18,4	17,4	17,7	6,7	10,3	5,4
V	103	117	99	110	121	122	111	110	123	114	41	46	30
Cr	96	100	94	100	90	100	93	100	110	87	30	34	34
Co	19	21	20	21	22	25	23	23	23	23	7	13	6
Ni	41	39	40	47	42	46	41	46	45	39	4	4	0
Zn	135	92	97	101	92	124	121	124	125	140	37	37	16
La	48	45	45	40	45	45	41	43	47	41	19	20	20
Ce	102	95	98	89	90	88	84	92	91	83	37	39	45
Pr	11,6	10,9	11,3	10,23	10,45	10,02	ND	10,61	10,37	ND	4,1	4,6	5,3
Nd	44	41	41	40	41	40	41	38	40	43	16	17	20
Sm	9,1	8,7	8,2	8,0	8,6	8,2	7,3	7,90	8,7	7,7	3,2	3,5	4,0
Eu	1,52	1,51	1,38	1,31	1,69	1,47	1,20	1,32	1,41	1,30	0,55	0,69	0,83
Gd	7,54	7,11	6,97	6,19	7,66	6,54	ND	6,88	6,72	ND	2,81	3,23	3,71
Tb	1,16	1,20	1,11	1,00	1,20	1,09	1,10	1,11	1,09	1,10	0,49	0,54	0,59
Dy	6,34	6,09	5,97	5,57	7,05	5,95	ND	5,94	6,06	ND	2,44	2,96	3,23
Ho	1,34	1,33	1,20	1,11	1,28	1,20	ND	1,21	1,21	ND	0,54	0,63	0,67
Er	3,62	3,56	3,30	2,79	3,53	3,35	ND	3,34	3,24	ND	1,32	1,66	1,85
Tm	1,52	1,51	1,38	1,31	1,69	1,47	1,20	1,32	1,41	1,30	0,55	0,69	0,83
Gd	7,54	7,11	6,97	6,19	7,66	6,54	ND	6,88	6,72	ND	2,81	3,23	3,71
Tb	1,16	1,20	1,11	1,00	1,20	1,09	1,10	1,11	1,09	1,10	0,49	0,54	0,59
Dy	6,34	6,09	5,97	5,57	7,05	5,95	ND	5,94	6,06	ND	2,44	2,96	3,23
Ho	1,34	1,33	1,20	1,11	1,28	1,20	ND	1,21	1,21	ND	0,54	0,63	0,67
Er	3,62	3,56	3,30	2,79	3,53	3,35	ND	3,34	3,24	ND	1,32	1,66	1,85
Yb	0,53	0,55	0,47	0,40	0,49	0,47	ND	0,49	0,45	ND	0,21	0,26	0,27
Lu	3,41	3,54	3,08	2,79	3,19	2,93	2,60	3,15	3,06	2,70	1,22	1,62	1,84
ΣRFF	0,50	0,50	0,44	0,41	0,50	0,44	0,40	0,46	0,45	0,47	0,18	0,22	0,28
La _N /Yb _N	240,33	225,54	226,87	207,70	222,14	214,06	ND	214,81	220,96	ND	88,95	95,37	106,87
La _N /Sm _N	9,51	8,61	9,76	9,64	9,53	10,26	10,66	9,12	10,45	10,26	10,52	8,18	7,42
Gd _N /Yb _N	3,32	3,26	3,42	3,13	3,29	3,42	3,54	3,39	3,42	3,35	3,74	3,52	3,18
Eu/Eu*	1,79	1,63	1,83	1,80	1,95	1,81	ND	1,77	1,78	ND	1,87	1,62	1,63
	0,56	0,59	0,56	0,57	0,64	0,61	ND	0,55	0,56	ND	0,56	0,63	0,66

Rövidítések: A: agyagkő; kH: középzszemcsés homokkő; fH: finomszemcsés homokkő; ND: nincs adat; KH: kimutatási határ; La_N: kondritra normált La-koncentráció; Sm_N: kondritra normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondritra normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondritra normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anómália MCLENNAN (1989) alapján

56. ábra

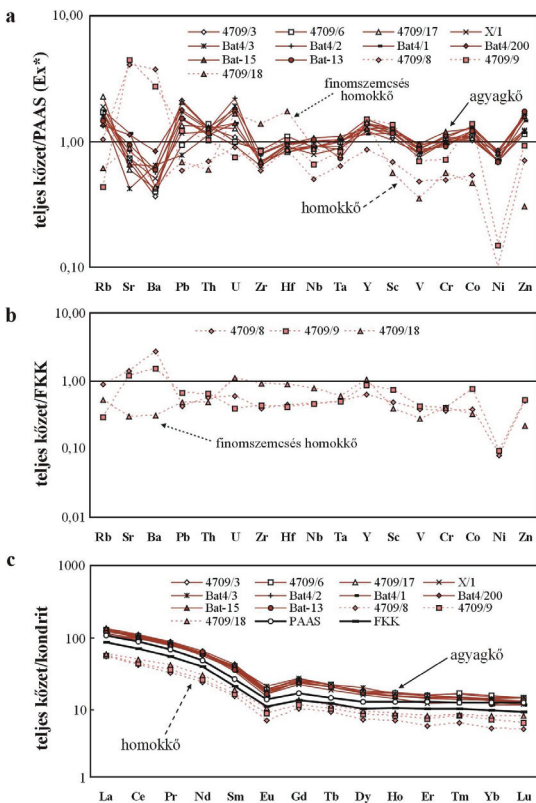
(a) Az agyagkövek és a homokkövek PAAS összetételhez (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) viszonyított nyomelem dúsulási tényezői (Ex^*); (b) A homokkövek FKK-összetételre (MCLENNAN 2001) normált nyomelemösszetétele; (c) Az agyagkövek és a homokkövek kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált RFF-eloszlása

Az U, a Zr, a Hf és az Y koncentrációját üledékes környezetben döntően a cirkon mennyisége határozza meg; a Nb és a Ta koncentrációja viszont a Ti-tartalmú nehézasványok (rutil, ilmenit) mennyiségétől függ (PRESTON et al. 1998; VARGA 2005). A legnagyobb nehézasvány-koncentráció a finom-

aprószemcsés homokkövekre jellemző (VARGA 2005), így döntően a hordalékszállítást és az üledékképződést kísérő hidrodinamikai osztályozódás felelős a Bodai Aleulolit eltérő szemcseméretű homokköveinek kémiai összetételében megfigyelt különbségek kialakításáért.

A felzikus átlagos összetételű (felső kontinentális kéreg eredetű) lehordási területet erősíti meg az agyag- és homokkövek RFF-eloszlása, amely a kontinentális forrásterületű törmelékes kőzetek RFF-eloszlásával párhuzamosítható (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989; VARGA 2005). Az agyagkövek és a homokkövek kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált RFF-eloszlása egyaránt frakcionált (határozott negatív Eu-anomáliával). Az agyagkövekben azonban a PAAS-hez képest a RFF-ek dúsulását, a homokkövekben az FKK összetételéhez képest a RFF-ek szegényedését figyelhetjük meg (56. ábra, c).

Az agyagkövek összes RFF-tartalma (ΣRFF) 207,70–240,33 közötti (20. táblázat), amely jelentősen meghaladja a PAAS-re jellemző értéket (183,01). A RFF-ek frakcionációját

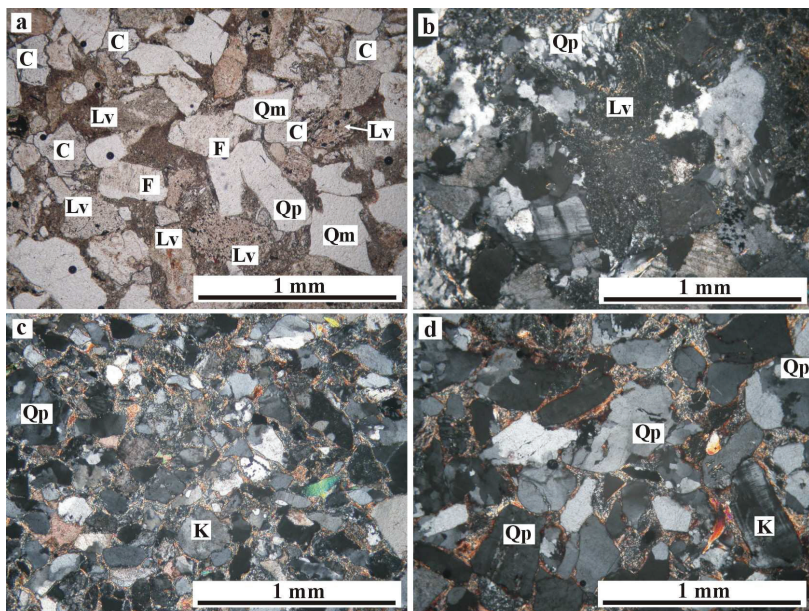


jelző kondrita normált $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ hányados 8,61–10,66 között változik, a frakcionáció mértéke hasonló a PAAS összetételére jellemző értékhez (9,17). A könnyű RFF-ek frakcionációja ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=3,13\text{--}3,54$) valamivel kisebb, a nehéz RFF-eké ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,63\text{--}1,95$) nagyobb mértékű, mint a PAAS összetételét jelző hányadosok ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=4,27$; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,36$). Az Eu/Eu^* hányados valamivel kisebb (0,55–0,64) – azaz a negatív Eu-anomália mértéke nagyobb –, mint a PAAS RFF-eloszlására jellemző érték ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,66$).

A homokkövek RFF-tartalmát 88,95–106,87 közötti ΣRFF jellemzi (20. táblázat), amely az agyagkövekhez, valamint a PAAS és a FKK ($\Sigma\text{RFF}=146,37$) referenciaértékekhez képest lényegesen kisebb RFF-koncentrációt tükröz. A finomszemcsés homokkő RFF-tartalma meghaladja a középszemcsés homokkövekben mért koncentrációkat. A RFF-ek eloszlása frakcionált ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=7,42\text{--}10,52$). A könnyű RFF-ek és a nehéz RFF-ek frakcionációja ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=3,18\text{--}3,74$; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,62\text{--}1,87$), valamint a negatív Eu-anomália ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,56\text{--}0,66$) hasonló mértékű, mint az agyagkövekben. A homokkövekben a $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ arány kisebb, a $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ arány nagyobb, az Eu/Eu^* arány általában kisebb, mint a FKK összetételét jelző hányadosok ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=4,20$; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,40$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,65$).

10. Kővágószőlősi Homokkő Formáció

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció uránérc-tartalma, illetve a több évtizeden keresztül működő bányászat következtében részletesen megkutatott, ismert képződmény (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; valamint az általuk hivatkozott irodalmak), ezért értekezésemben a formációt képviselő minták részletes petrográfiai bemutatására – terjedelmi okokból – nem térek ki (57. ábra). Doktori témámhoz kapcsolódóan 42 minta (Bakonyai Homokkő: 14 minta, Kővágótöttösi Homokkő: 16 minta, „zöld homokkő”: 1 minta, Cserkúti Homokkő: 9 minta, Tótvári Homokkő: 2 minta) teljes kőzetből meghatározott kémiai összetételét értelmeztem. A korszerű módszerekkel meghatározott, azonos laboratóriumokból származó új kémiai adatok megerősítik a permi üledékciklus vörös törmelékanyagával való objektív összehasonlítás lehetőségét.



57. ábra

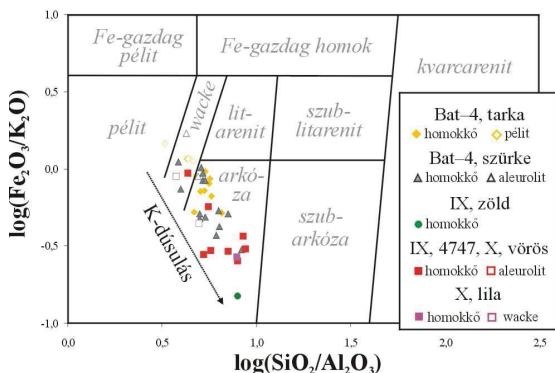
A Kővágószőlősi Homokkő Formációt képviselő homokkőminták általános szöveti képe. a) Bakonyai Homokkő, Bat-4 fúrás (278,1 m; Bat4/30 minta, 1N); b) Kővágótöttösi Homokkő, Bat-4 fúrás (18,9 m; Bat4/77 minta, +N); c) Cserkúti Homokkő, IX. szerkezetkutató fúrás (1468,5 m; IX/26 minta, +N); d) Cserkúti Homokkő, X. szerkezetkutató fúrás (639,0 m; X/7 minta, +N)

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; F: földpát; K: káli földpát; Lv: vulkáni közettörmelék; C: patos calcitörmelék

10.1. A Kővágószőlési Homokkő geokémiai jellemzői

10.1.1. A Kővágószőlési Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak kémiai összetétele

A Kővágószőlési Homokkő Formációt képviselő minták kémiai összetételét jelző mintapontok a $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) uralkodóan a wacke és az arkóza mezőbe esnek (58. ábra). Kémiai értelemben csak a nagy Fe_2O_3 -tartalmú Bat4/5 aleurolitminta (Bakonyai Homokkő) tekinthető péliteknek. A Bakonyai Homokkő (tarka) mintáihoz képest a Kővágótöttösi Homokkő (szürke), illetve a Cserkúti Homokkő (vörös) mintáit kisebb $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ értékek jellemzik, ami jellegzetes eltolódást okoz a diagramban. Az igen kicsi Fe_2O_3 -, illetve jelentős K_2O -tartalomnak megfelelően a „dűld homokkő” minta $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ értéke a legkisebb (21. táblázat).



58. ábra

A vizsgált minták kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján

A Bakonyai Homokkő pélite mintáiban a SiO_2 , a TiO_2 , a K_2O és a P_2O_5 PAAS-hez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált dúsulási tényezője általában valamivel nagyobb, a Fe_2O_3

dúsulási tényezője viszont kisebb, mint egy (59. ábra, a). A MnO mennyiségét minden esetben jelentősebb szegényedés, a MgO és a Na₂O mennyiségét dúsulás jellemzi. A CaO dúsulási tényezője erősen változó. A pélitekkel ellentétben a homokkőmintákban – a jelentősebb SiO_2 -dúsulással párhuzamosan – a TiO_2 és a P_2O_5 szegényedése tapasztalható. Három homokkőmintában a MnO és a CaO dúsulási tényezője kiugróan nagy, ez valószínűleg a minták nagyobb karbonáttartalmára vezethető vissza.

A Kővágótöttösi Homokkő aleurolitmintáit a Fe_2O_3 és a MnO kivételével valamennyi főelem egynél nagyobb dúsulási tényezője jellemzi. A homokkőminták főelemösszetétele nem tér el lényegesen a Bakonyai Homokkő jellegzetességeitől: jelentős mértékű a SiO_2 és a Na₂O dúsulása; a MnO, a MgO és a CaO dúsulási tényezője széles tartományon belül változik. A K_2O és a CaO dúsulási tényezője általában kisebb, mint a Na₂O-ra jellemző érték, ami pozitív Na₂O-anomália megjelenéséhez vezet a sokelemes diagramon (59. ábra, b).

21. táblázat

A Kővágószőlősi Homokkő Formációból származó homokkövek és aleurolitok kémiai összetétele (főelemek, izztási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

fűrés jele mélység (m) litológia	Kunsági-terrénum										
	Bakonyai Homokkő (tarka)										
	Bat-4 fűrés										
	Bat4/5	Bat4/7	Bat4/13	Bat4/15	Bat4/20	Bat4/27	Bat4/30	Bat4/36	Bat4/39	Bat4/40	Bat4/46
	536,8	524,3	422,0	410,3	366,4	300,4	278,1	225,1	216,7	203,4	181,9
	AL	H	A	AL	H	H	H	H	AL	AL	H
SiO ₂	58,47	69,89	64,09	67,17	71,49	69,78	68,04	72,91	65,46	65,70	75,77
TiO ₂	0,95	0,49	0,76	0,79	0,48	0,41	0,29	0,40	0,88	0,85	0,22
Al ₂ O ₃	17,93	14,58	14,97	15,29	13,51	13,76	11,74	12,85	14,16	15,16	11,53
Fe ₂ O ₃	6,45	2,88	4,25	4,21	2,62	2,45	2,18	2,57	4,04	4,58	1,91
MnO	0,03	0,01	0,04	0,02	0,03	0,04	0,08	0,02	0,05	0,04	0,03
MgO	3,78	2,46	3,53	2,64	2,06	2,54	2,85	1,67	2,80	2,85	1,28
CaO	1,03	0,52	1,35	0,57	1,00	1,56	3,26	0,69	1,86	1,27	1,41
Na ₂ O	2,42	3,65	2,92	3,36	3,07	3,23	2,65	3,45	2,84	2,45	2,14
K ₂ O	4,46	3,23	3,68	3,57	3,64	3,46	3,30	2,98	3,61	3,97	3,68
P ₂ O ₅	0,18	0,09	0,15	0,13	0,07	0,08	0,07	0,07	0,15	0,17	0,07
LOI	4,30	2,42	4,20	2,75	2,73	3,70	5,73	2,16	4,35	2,74	2,69
Total	99,99	100,21	99,93	100,49	100,68	100,99	100,20	99,76	100,20	99,78	100,71
Rb	177	97	113	129	119	103	115	98	135	154	123
Sr	114	110	111	118	132	134	155	126	132	139	361
Ba	410	328	343	348	491	368	880	519	368	382	6820
Pb	19,8	<KH	29,2	<KH	<KH	10,8	<KH	<KH	17,4	19,6	12,5
Th	14,0	7,6	9,3	9,0	7,9	6,9	4,9	6,0	15,0	11,0	5,3
U	6,2	3,8	5,6	3,4	2,6	2,3	1,5	1,9	3,5	2,6	1,3
Zr	215	175	249	275	209	154	95	158	427	236	88
Hf	6,8	5,2	7,3	7,9	6,0	4,8	2,6	4,6	12,6	7,3	2,9
Nb	20,0	9,4	12,5	13,2	8,4	7,5	6,2	7,6	13,4	16,4	5,2
Ta	1,5	0,7	0,9	0,9	0,7	0,6	0,4	0,5	1,0	1,2	0,4
Y	36	24	33	30	23	22	17	20	46	31	12
Sc	12,0	4,2	10,0	7,1	5,0	5,4	4,2	4,4	10,2	9,0	3,1
V	103	60	68	71	44	50	33	37	63	77	52
Cr	87	31	56	56	30	24	22	27	64	73	22
Co	16,3	5,9	14,1	7,6	4,7	3,9	4,1	5,5	10,5	13,6	3,2
Ni	37	4	17	14	<KH	<KH	<KH	<KH	14	21	<KH
Zn	76	38	50	37	10	12	8	14	29	43	<KH
La	45	23	27	29	22	19	17	18	35	34	20
Ce	90	44	58	63	44	37	34	38	76	70	45
Pr	10,01	5,14	6,55	6,89	4,89	4,1	4,09	4,29	8,58	8,12	4,72
Nd	39	19	26	27	19	16	16	16	33	32	19
Sm	7,30	3,80	5,40	5,10	3,40	3,10	2,90	2,80	6,00	6,00	3,30
Eu	1,54	0,93	1,14	1,09	0,88	0,81	0,71	0,71	1,08	1,24	0,73
Gd	6,45	2,86	4,86	4,41	3,03	2,92	2,94	2,54	5,38	5,00	2,72
Tb	1,09	0,55	0,86	0,72	0,50	0,49	0,42	0,45	0,88	0,83	0,40
Dy	5,74	3,30	4,84	3,93	3,03	2,96	2,30	2,37	4,98	4,57	2,25
Ho	1,14	0,62	0,93	0,85	0,59	0,59	0,48	0,47	0,94	0,87	0,40
Er	3,39	1,95	2,87	2,47	1,80	1,86	1,36	1,58	2,87	2,78	1,17
Tm	0,50	0,28	0,40	0,37	0,29	0,29	0,20	0,25	0,42	0,38	0,17
Yb	3,47	1,84	2,63	2,50	1,66	1,77	1,35	1,67	2,93	2,64	1,00
Lu	0,50	0,29	0,39	0,37	0,29	0,29	0,23	0,25	0,44	0,42	0,15
ΣRFF	215	108	141	147	106	90	84	89	179	169	101
La _N /Yb _N	8,69	8,45	6,86	7,92	9,08	7,22	8,61	7,32	8,12	8,63	13,45
La _N /Sm _N	3,85	3,81	3,11	3,62	4,13	3,84	3,73	4,07	3,69	3,54	3,80
Gd _N /Yb _N	1,51	1,26	1,50	1,43	1,48	1,34	1,76	1,23	1,49	1,53	2,20
Eu/Eu*	0,69	0,86	0,68	0,70	0,84	0,82	0,74	0,81	0,58	0,69	0,74

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; W: wacke; A: agyagkő; KH: kimutatási határ; NA: nincs adat; La_N: kondritra normált La-koncentráció; Sm_N: kondritra normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondritra normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondritra normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anómália McLENNAN (1989) alapján

21. táblázat (folytatás)

fűrés jele mélység (m) litológia	Kunsági-terrénum										
	Bakonyai Homokkő (tarka)			Kővágótőrtői Homokkő (szürke)							
	Bat-4 fűrés										
	Bat4/51	Bat4/54	Bat4/55a	Bat4/155	Bat4/57	Bat4/61	Bat4/64	Bat4/68	Bat4/70	Bat4/71	Bat4/77
	171,0	151,4	149,4	128,6	116,5	84,0	71,5	53,5	50,9	50,7	18,9
	H	H	H	H	H	H	H	H	AL	H	H
SiO ₂	68,42	69,79	67,34	60,79	64,32	72,75	68,78	71,58	61,55	66,43	77,98
TiO ₂	0,47	0,56	0,47	0,30	0,88	0,56	0,63	0,34	0,66	0,67	0,18
Al ₂ O ₃	12,75	14,89	12,04	11,36	16,20	14,50	13,24	14,26	12,54	12,82	9,39
Fe ₂ O ₃	2,92	2,22	2,77	1,68	3,41	2,04	3,56	2,31	3,38	3,19	1,08
MnO	0,06	0,02	0,07	0,12	0,03	0,01	0,04	0,02	0,10	0,06	0,04
MgO	3,08	1,90	3,04	4,42	3,14	1,61	2,84	1,99	4,06	3,19	1,31
CaO	2,38	0,80	2,73	5,87	1,24	0,51	1,44	0,71	4,04	2,32	1,65
Na ₂ O	3,05	2,75	2,87	2,12	1,74	2,44	2,26	2,21	1,88	2,09	1,94
K ₂ O	3,06	4,26	3,44	3,44	4,63	4,28	3,79	4,54	3,81	3,80	3,58
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,08	0,06	0,16	0,09	0,12	0,08	0,14	0,14	0,07
LOI	4,95	2,75	5,26	9,73	4,37	2,38	4,00	2,70	7,36	5,04	3,14
Total	101,22	100,03	100,10	99,89	100,12	101,16	100,69	100,74	99,52	99,75	100,35
Rb	86	115	78	97	148	127	111	136	117	111	97
Sr	112	119	98	110	97	110	100	107	91	92	108
Ba	484	378	373	425	393	452	420	503	408	436	995
Pb	<KH	11,7	<KH	17,1	14,7	11,3	<KH	11,3	29,0	11,8	<KH
Th	5,9	6,4	6,1	4,7	13,0	8,7	11,0	6,9	10,0	10,0	4,9
U	5,0	8,5	7,6	7,7	6,9	6,7	5,4	5,1	7,3	6,3	2,7
Zr	196	199	198	126	312	277	286	145	219	221	69
Hf	5,7	5,6	5,6	3,4	8,9	7,6	8,6	4,6	6,5	6,2	2,3
Nb	7,6	9,0	7,6	5,8	17,1	9,2	12,1	7,4	13,0	12,6	4,3
Ta	0,5	0,6	0,5	0,4	1,1	0,7	0,8	0,6	0,9	0,9	0,3
Y	24	25	26	23	39	27	31	23	34	33	14
Sc	5,0	4,7	5,2	2,3	11,8	5,5	7,8	4,1	9,1	8,2	2,8
V	47	46	36	27	78	51	56	40	57	55	21
Cr	29	33	28	17	69	36	45	21	54	52	16
Co	5,1	6,2	2,4	3,1	4,5	3,4	6,7	2,9	20,3	9,7	3,0
Ni	<KH	<KH	<KH	<KH	7	<KH	5	<KH	17	8	<KH
Zn	18	8	9	6	29	14	17	8	19	18	<KH
La	18	19	16	16	35	21	27	20	26	27	12
Ce	36	46	40	33	80	46	60	42	59	61	25
Pr	4,3	4,66	4,4	4,02	9,27	5,3	6,84	4,78	6,75	6,83	2,86
Nd	17	18	17	16	35	19	27	17	26	27	11
Sm	3,30	3,60	3,90	3,40	7,00	3,90	5,30	3,30	5,60	5,50	2,30
Eu	0,78	0,85	0,84	0,95	1,34	0,94	0,91	0,86	1,11	1,04	0,61
Gd	2,87	2,99	3,28	3,23	5,97	3,22	4,21	3,12	5,01	5,17	2,01
Tb	0,52	0,51	0,57	0,57	1,00	0,57	0,75	0,52	0,87	0,85	0,35
Dy	2,97	3,12	3,48	3,40	5,67	3,36	4,32	3,14	4,95	4,89	1,72
Ho	0,60	0,63	0,63	0,69	1,01	0,57	0,82	0,62	0,99	0,91	0,34
Er	1,71	1,90	1,97	1,90	3,20	2,01	2,42	1,79	2,74	2,59	0,98
Tm	0,26	0,30	0,32	0,30	0,50	0,30	0,39	0,27	0,37	0,42	0,14
Yb	1,61	1,85	1,94	1,90	3,23	1,74	2,41	1,75	2,44	2,49	0,94
Lu	0,25	0,31	0,28	0,27	0,46	0,27	0,35	0,27	0,36	0,37	0,13
ΣRFF	90	103	95	86	189	109	143	100	142	145	60
La _N /Yb _N	7,43	6,98	5,61	5,73	7,34	8,16	7,60	7,61	7,31	7,38	8,48
La _N /Sm _N	3,38	3,34	2,60	2,98	3,16	3,39	3,22	3,76	2,97	3,11	3,23
Gd _N /Yb _N	1,44	1,31	1,37	1,38	1,50	1,50	1,42	1,44	1,66	1,68	1,73
Eu/Eu*	0,77	0,79	0,72	0,88	0,63	0,81	0,59	0,82	0,64	0,60	0,87

A vizsgált „zöld homokkő” minta a PAAS-hez képest jelentős mértékű SiO₂-, Na₂O- és K₂O-dúsulást mutat; a többi főelem dúsulási tényezője egy alatti, közülük a TiO₂, a MnO és a MgO mennyiségében tapasztalható a legjelentősebb szegényedés (59. ábra, c).

21. táblázat (folytatás)

	Kunsági-terrénum									zöld homokkő
	Kővágótőtsői Homokkő (szürke)									
	IX. szerkezetkutató fűrés									
	IX/3	IX/5	IX/6	IX/9	IX/10	IX/13	IX/16	IX/17	IX/23	
fűrés jele	1876,8	1715,5	1711,6	1665,1	1664,1	1653,6	1641,5	1619,8	1499,0	
mélység (m)	H	AL	H	H	H	H	H	H	H	
litológia										
SiO ₂	76,56	61,28	71,83	69,09	76,62	76,45	59,67	75,02	80,68	
TiO ₂	0,29	0,87	0,43	0,76	0,34	0,32	0,75	0,30	0,14	
Al ₂ O ₃	12,09	14,46	13,40	13,54	12,46	10,80	15,42	11,80	10,15	
Fe ₂ O ₃	1,53	6,42	2,62	3,18	1,44	1,72	5,71	1,71	0,70	
MnO	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,07	0,03	0,01	
MgO	1,05	3,41	2,29	2,90	1,21	0,91	3,67	1,51	0,49	
CaO	0,67	2,25	1,05	1,19	0,34	1,95	2,27	1,07	0,43	
Na ₂ O	3,69	1,83	3,04	3,31	2,79	2,60	1,64	2,51	1,51	
K ₂ O	2,87	3,79	3,11	3,12	3,86	3,38	5,17	4,04	4,70	
P ₂ O ₅	0,07	0,21	0,10	0,35	0,09	0,06	0,12	0,07	0,06	
LOI	1,56	4,66	2,76	2,69	1,51	2,74	5,53	2,43	1,36	
Total	100,38	99,21	100,65	100,16	100,65	100,97	100,02	100,48	100,22	
Rb	106	200	125	106	146	126	248	137	138	
Sr	127	118	142	129	128	703	95	123	157	
Ba	472	627	814	501	652	1735	497	514	781	
Pb	17,5	17,8	11,5	22,0	13,5	11,4	18,1	28,8	18,7	
Th	5,2	16,0	8,8	20,1	10,0	6,0	10,0	7,5	5,3	
U	3,1	4,0	6,1	16,0	10,0	1,1	3,0	12,0	8,1	
Zr	123	287	192	564	161	136	208	157	72	
Hf	3,3	9,1	6,0	17,6	5,6	4,3	7,2	5,0	2,5	
Nb	6,9	18,2	8,6	18,9	7,7	6,5	15,7	6,8	3,5	
Ta	0,5	1,3	0,7	1,6	0,6	0,6	1,2	0,6	0,4	
Y	12	43	23	54	16	14	31	18	9	
Sc	3,8	13,6	6,5	6,8	6,1	4,5	13,5	4,4	1,8	
V	26	76	56	42	58	33	86	33	17	
Cr	29	81	34	43	33	24	80	23	14	
Co	3,6	16,8	5,3	8,4	3,6	3,4	15,0	12,3	5,9	
Ni	<KH	35	<KH	8	<KH	<KH	26	<KH	<KH	
Zn	3	53	25	38	15	5	52	8	<KH	
La	14	38	17	53	20	14	28	17	14	
Ce	29	80	36	119	38	27	57	38	26	
Pr	3,24	9,99	4,36	14,73	3,97	3,21	7,38	4,50	3,15	
Nd	12	41	17	63	16	14	30	18	13	
Sm	2,4	8,3	3,1	10,6	3,0	2,8	5,7	3,1	1,9	
Eu	0,44	1,34	0,60	1,79	0,51	0,64	1,10	0,57	0,43	
Gd	1,82	6,83	2,62	7,95	2,29	2,61	4,99	2,45	1,20	
Tb	0,29	1,12	0,46	1,15	0,33	0,40	0,84	0,42	0,22	
Dy	1,57	6,23	2,59	6,45	2,18	2,29	4,54	2,19	1,26	
Ho	0,32	1,34	0,54	1,33	0,47	0,50	0,95	0,47	0,25	
Er	0,93	3,42	1,46	3,65	1,23	1,30	2,63	1,30	0,72	
Tm	0,15	0,55	0,26	0,59	0,21	0,25	0,45	0,18	0,12	
Yb	0,98	3,56	1,82	4,28	1,54	1,60	2,86	1,45	0,73	
Lu	0,17	0,61	0,27	0,59	0,20	0,20	0,38	0,18	0,11	
ΣRFF	67	202	89	288	89	70	147	89	63	
La _N /Yb _N	9,31	7,21	6,42	8,40	8,82	5,83	6,64	7,83	12,77	
La _N /Sm _N	3,54	2,88	3,51	3,16	4,22	3,10	3,10	3,41	4,57	
Gd _N /Yb _N	1,51	1,55	1,17	1,51	1,21	1,32	1,41	1,37	1,33	
Eu/Eu*	0,64	0,54	0,64	0,60	0,59	0,72	0,63	0,63	0,87	

A Cserkúti Homokkő aleurolitmintáját kiugró mértékű MnO-, MgO- és CaO-dúsulás jellemzi; amivel párhuzamosan kisebb mértékű Na₂O-szegényedés figyelhető meg. A K₂O és

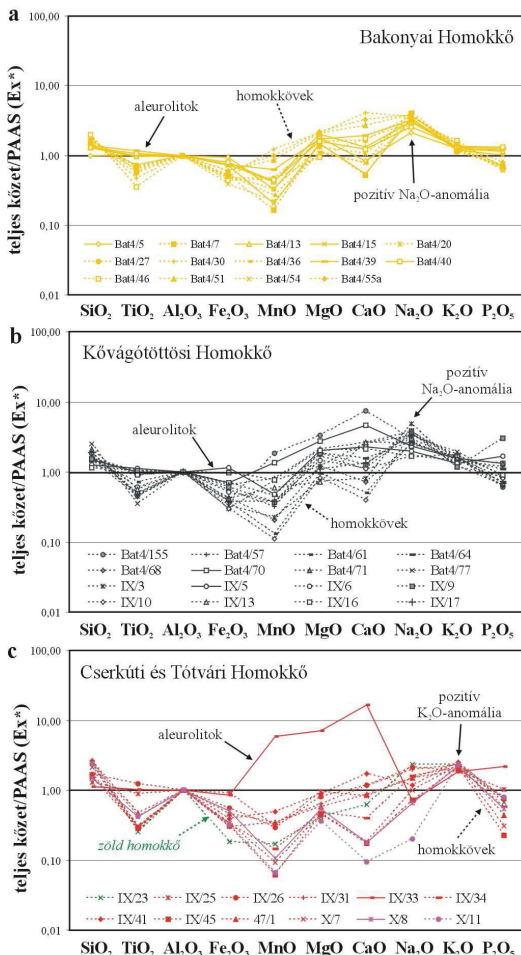
a P_2O_5 mennyiségében szintén számottevő dúsulás jelentkezik; a SiO_2 , a TiO_2 és a Fe_2O_3 dúsulási tényezője azonban nem tér el lényegesen az egytől (59. ábra, c).

21. táblázat (folytatás)

	Kunsági-terrénum										
	Cserkúti Homokkő (vörös)										Tótvári (lila)
	IX. szerkezetkutató fűrés							4747 fűrés	X. szerkezetkutató fűrés		
fűrés jele	IX/25	IX/26	IX/31	IX/33	IX/34	IX/41	IX/45	47/1	X/7	X/8	X/11
mélység (m)	1469,0	1468,5	1386,1	1363,4	1360,8	1288,9	1284,0	697,1	639,0	622,4	593,0
litológia	H	H	H	AL	H	H	H	H	H	W	H
SiO_2	65,86	71,89	79,97	39,32	75,58	79,19	73,88	80,16	79,18	72,08	81,42
TiO_2	0,71	0,85	0,14	0,56	0,21	0,14	0,21	0,23	0,18	0,32	0,24
Al_2O_3	15,15	12,91	10,06	10,47	13,19	9,05	14,08	9,42	11,24	14,48	10,34
Fe_2O_3	5,29	2,71	1,14	3,41	1,61	1,34	1,63	1,67	1,46	2,80	1,27
MnO	0,03	0,02	0,02	0,36	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
MgO	1,68	1,21	0,75	8,59	0,74	0,94	0,73	0,63	0,59	0,91	0,44
CaO	0,87	1,05	0,80	11,85	0,36	1,07	0,17	0,56	0,14	0,18	0,07
Na_2O	1,42	1,74	1,28	0,47	1,34	0,67	0,64	0,90	0,71	0,61	0,13
K_2O	5,67	4,75	4,54	3,83	5,45	4,44	5,87	4,53	5,02	6,29	4,71
P_2O_5	0,13	0,09	0,06	0,20	0,07	0,06	0,03	0,04	0,03	0,07	0,07
LOI	3,45	2,96	2,01	19,73	1,91	2,57	2,09	1,72	1,57	2,20	1,49
Total	100,25	100,17	100,78	98,79	100,47	99,50	99,33	99,87	100,13	99,94	100,17
Rb	222	153	141	157	177	142	198	144	159	235	148
Sr	94	101	183	103	113	112	84	134	101	179	225
Ba	460	421	713	232	507	701	449	626	502	552	537
Pb	20,0	17,0	11,1	11,6	10,3	14,1	10,5	15,4	15,8	16,4	13,2
Th	14,0	14,0	5,5	16,4	5,0	4,7	6,3	7,2	5,6	7,1	5,4
U	12,0	17,0	2,2	0,0	1,7	1,3	1,8	2,1	1,4	4,1	1,8
Zr	272	383	90	211	101	73	110	132	81	146	97
Hf	8,6	12,3	2,7	NA	3,1	2,3	3,8	3,9	2,8	4,2	3,2
Nb	13,0	16,1	4,3	14,6	4,7	3,5	5,0	4,8	4,1	8,0	4,7
Ta	1,1	1,7	0,4	NA	0,5	0,4	0,4	0,6	0,4	0,8	0,5
Y	29	32	11	38	15	11	11	14	13	16	12
Sc	10,5	6,4	1,9	NA	3,0	2,7	3,6	2,6	3,0	7,0	2,8
V	86	135	35	67	45	21	33	27	28	52	31
Cr	72	54	10	52	14	11	17	51	15	48	19
Co	7,6	3,1	1,6	8,0	2,4	3,3	3,2	2,4	2,7	4,0	1,2
Ni	17	<KH	<KH	6	<KH	<KH	<KH	16	<KH	3	<KH
Zn	17	3	<KH	30	<KH	4	<KH	<KH	<KH	6	<KH
La	31	23	13	52	16	13	12	17	15	19	14
Ce	70	49	25	45	32	24	24	31	26	35	27
Pr	7,97	5,83	3,14	NA	4,10	3,29	2,99	4,36	3,45	4,1	3,35
Nd	31	22	11	35	16	14	12	18	13	15	14
Sm	5,6	3,7	2,0	4,1	2,6	2,6	2,1	3,4	2,1	2,9	2,6
Eu	1,04	0,64	0,52	0,7	0,65	0,56	0,44	0,75	0,53	0,74	0,57
Gd	4,49	3,10	1,56	NA	1,89	1,64	1,25	2,56	1,48	2,31	1,74
Tb	0,77	0,52	0,29	NA	0,30	0,25	0,28	0,37	0,25	0,37	0,26
Dy	4,07	3,25	1,44	NA	1,85	1,40	1,68	2,03	1,59	2,33	1,61
Ho	0,80	0,70	0,30	NA	0,37	0,26	0,36	0,39	0,37	0,44	0,30
Er	2,26	1,98	0,80	NA	1,06	0,83	0,99	1,08	0,97	1,17	0,80
Tm	0,35	0,36	0,15	NA	0,17	0,13	0,17	0,15	0,18	0,20	0,13
Yb	2,30	2,30	0,81	3,2	1,00	0,82	1,39	1,23	1,17	1,36	0,98
Lu	0,34	0,36	0,14	NA	0,19	0,13	0,16	0,17	0,17	0,20	0,13
ΣRFF	162	116	60	>140	78	62	60	83	66	85	67
La_N/Yb_N	9,23	6,67	10,76	10,90	10,88	10,47	6,03	9,28	8,49	9,19	9,45
La_N/Sm_N	3,53	3,86	4,06	7,92	3,90	3,07	3,72	3,13	4,41	4,02	3,32
Gd_N/Yb_N	1,58	1,09	1,56	NA	1,53	1,62	0,73	1,69	1,03	1,38	1,44
Eu/Eu*	0,63	0,58	0,90	NA	0,90	0,83	0,83	0,78	0,92	0,87	0,82

A Cserkúti Homokkő homokkőmintáit a SiO_2 és a K_2O kiugró mértékű dúsulása jellemzi. A Bakonyai és a Kővágóttősi mintáktól eltérően a Cserkúti Homokkőben nem

általános geokémiai bélyeg a Na_2O -dúsulása; a Na_2O dúsulási tényezője kisebb, mint a K_2O -ra jellemző érték, így ezekben a mintákban pozitív K_2O -anomália jelenkezik (59. ábra, c).



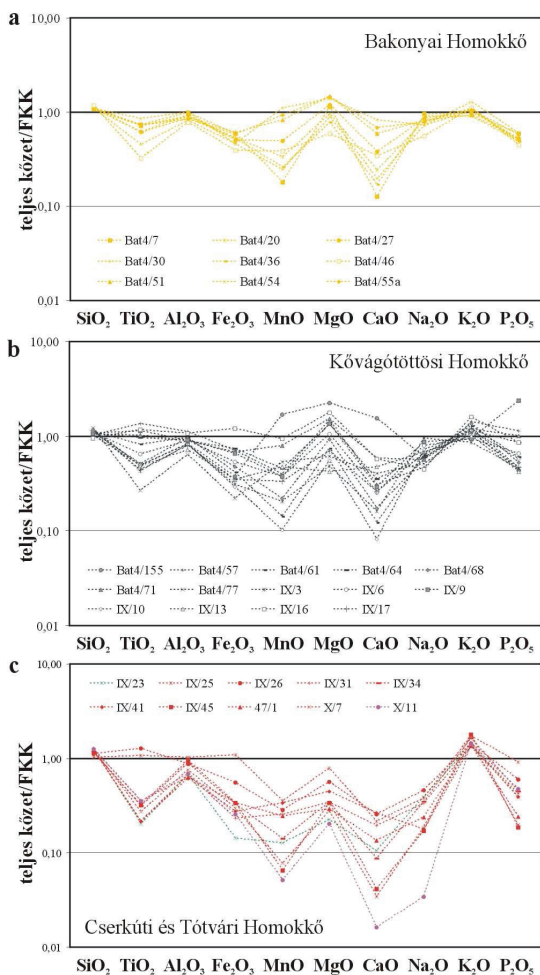
59. ábra

A Kővágóötvösi Homokkő Formáció pélit- és homokkőmintáinak PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált főelem dúsulási tényezői (Ex^*). a) Bat-4 fűrés, Bakonyai Homokkő (tarka); b) Bat-4 és IX. szerkezetkutató fűrés, Kővágóötvösi Homokkő (szürke); c) IX. szerkezetkutató fűrés, zöld homokkő; 4747 fűrés, IX. és X. szerkezetkutató fűrés, Cserkúti Homokkő (vörös), valamint X. szerkezetkutató fűrés, Tótvári Homokkő (lila)

A Tótvári Homokkő vizsgált két mintáját a SiO_2 és a K_2O kivételével a főelemek jelentős mértékű szegényedése jellemzi a PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált dúsulási diagramon. A MnO és a CaO dúsulási tényezője a legkisebb, ami negatív anomáliaként jelentkezik a sokelemes diagramon (59. ábra, c).

A Kővágóötvösi Homokkő Formáció homokkőmintáinak illómentes főelem-összetételét a FKK becsült összetételéhez viszonyítva megállapítható, hogy valamennyi mintában kis mértékű SiO_2 -dúsulás jelenik meg (60. ábra). A minták általános jellemzője, a TiO_2 , a MnO és a CaO szegényedése, ennek mértéke a Bakonyai Homokkőtől a Tótvári Homokkő felé növekszik. A Bakonyai Homokkő és a Kővágóötvösi Homokkő több mintájában kis mértékű MgO-dúsulás tapasztalható, azonban a Cserkúti és a Tótvári Tagozat

homokkőmintáiban a FKK-hoz képest MgO-szegényedés figyelhető meg. A K_2O mennyiségében ellentétes tendencia jelentkezik: amíg a Bakonyai Homokkő mintáinak K_2O -tartalma nem tér el lényegesen a FKK összetételétől, addig a Kővágóottósi Homokkő több mintájában K_2O -dúsulás tapasztalható, továbbá a „zöld homokkő” mintában, illetve a Cserkúti és a Tótvári Homokkő mintáiban jelentős K_2O -dúsulás, pozitív anomália figyelhető meg (60. ábra).



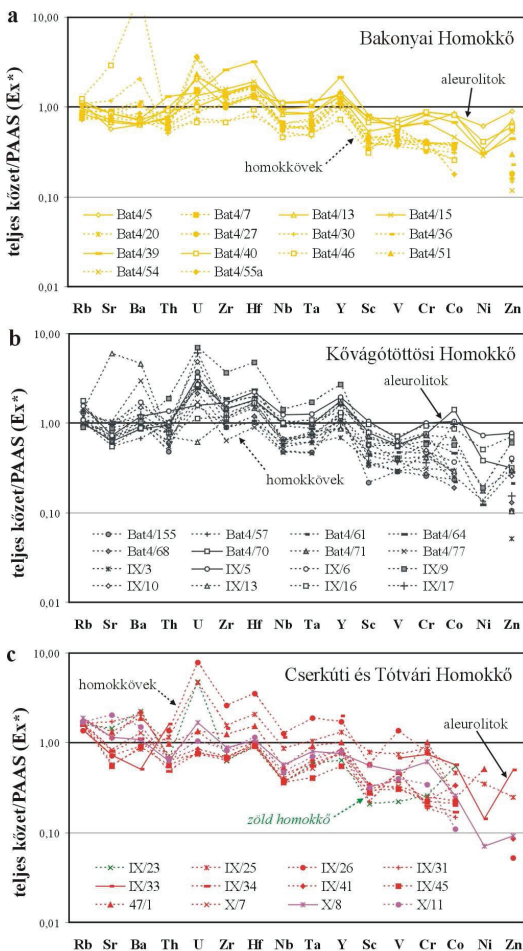
60. ábra

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció homokkőmintáinak FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele. a) Bat-4 fűrés, Bakonyai Homokkő (tarka); b) Bat-4 és IX. szerkezetkutató fűrés, Kővágóottósi Homokkő (szürke); c) IX. szerkezetkutató fűrés, zöld homokkő; 4747 fűrés, IX. és X. szerkezetkutató fűrés, Cserkúti Homokkő (vörös), valamint X. szerkezetkutató fűrés, Tótvári Homokkő (lila)

A Bakonyai Homokkő péлит- és homokkőmintáinak nyomelemösszetételét hasonlító általános bélyegek jellemzik, azonban a finomszemcsés kőzetekben tapasztalt nyomelem dúsulási tényezők általában meghaladják a homokkővekre jellemző értékeket (61. ábra, a). A Rb, a Sr, és a Ba dúsulási tényezője a legtöbb mintában kisebb egynél, ettől két homokkőminta tér el kiugróan nagy Sr- és Ba-dúsulással (Bat4/30 és

Bat4/46); ez a két minta valószínűleg utólagos (diagenetikus eredetű vagy hidrotermás) baritot

tartalmaz, ezért kémiai összetételük a lehordási terület jellemzésére nem alkalmas. A minták általános jellegzetessége az U-, a Zr-, a Hf- és az Y-dúsulás, a Nb és a Ta koncentrációjában azonban a PAAS összetételéhez viszonyítva többnyire szegényedés figyelhető meg. A Sc, a V, a Cr, a Co, a Ni és a Zn relatív mennyiségét általános szegényedés jellemzi, közülük a Ni dúsulási tényezője a legkisebb; azonban a Ni koncentrációja a homokkőmintákban a mennyiségi kimutathatóság alsó határát nem érte el, így a további összehasonlító értelmezésben ez az elem nem használható fel (21. táblázat). A Ni-hez hasonlóan a Zn koncentrációja is több mintában az alsó kimutathatási határ közelében van, ezért a közölt, kis koncentrációjú Zn adatok szintén csak tájékoztató jellegűek.



61. ábra

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált nyomelem dúsulási tényezői (Ex^*). a) Bat-4 fűrés, Bakonyi Homokkő (tarka); b) Bat-4 és IX. szerkezetkutató fűrés, Kővágótöttösi Homokkő (szürke); c) IX. szerkezetkutató fűrés, zöld homokkő; 4747 fűrés, IX. és X. szerkezetkutató fűrés, Cserkúti Homokkő (vörös), valamint X. szerkezetkutató fűrés, Tótvári Homokkő (lila)

A dúsulási tényezők alapján a Kővágótöttösi Homokkő vizsgált mintáinak nyomelemösszetétele és a Bakonyi Homokkő előzőekben bemutatott dúsulási diagramja között sok hasonlóságot figyelhetünk meg (pl. U-, Hf- és Y-dúsulás, az átmenetifémek szegényedése). A Kővágótöttösi Homokkő mintáit azonban kis mértékű Rb- és Ba-dúsulás jellemzi, továbbá az U-dúsulás mértéke gyakran meghaladja a

Bakonyai Homokkőben tapasztaltat. A Bat4/77 mintában nagy a Ba, a IX/13 mintában a Sr és a Ba dúsulása, ami a Bakonyai Homokkő két mintájához hasonlóan barit jelenlétét jelzi. A IX/9 mintát kimagasló Th-, U-, Zr-, Hf-, Nb-, Ta- és Y-dúsulás jellemzi (61. ábra, b).

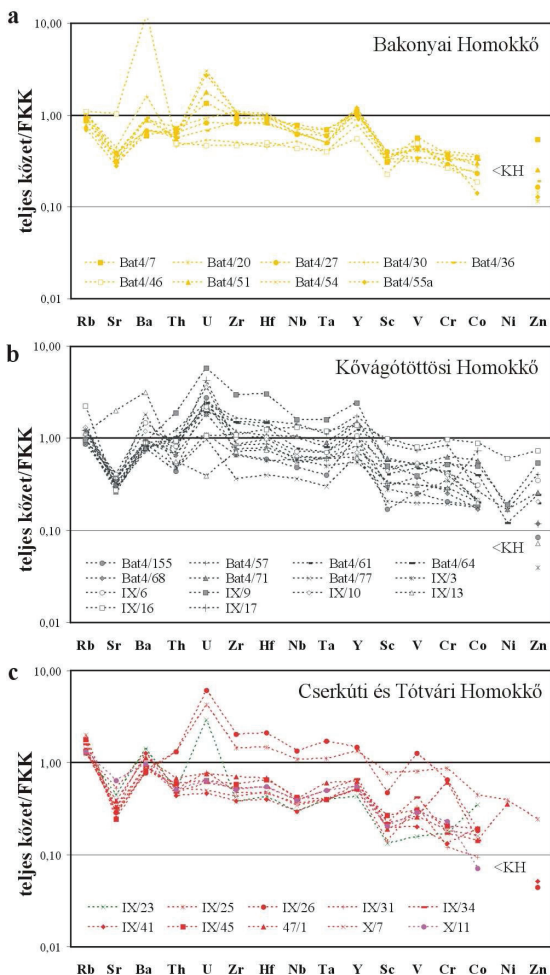
A „zöld homokkő” mintában a Rb, a Sr és a Ba dúsulási tényezője nagyobb egynél, továbbá az U dúsulása kiugróan nagy mértékű. A többi bemutatott nyomelem mennyiségében szegényedés figyelhető meg a PAAS összetételhez képest (61. ábra, c). A Cserkúti Homokkővet képviselő minták nyomelemeloszlása nem egységes. A IX. szerkezetkutató fúrás vizsgált szakaszának alsó részéről származó minták (különösen a IX/25 és a IX/26 minta) jelentős U-, Zr-, Hf- és Y-dúsulást mutatnak. A többi mintában, valamint a Tótvári Homokkő két mintájában a Rb, a Sr és a Ba (\pm U, Hf) kis mértékű dúsulásán túl a nyomelemek nagyon kicsi koncentrációját tapasztaljuk (61. ábra, c).

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció homokkőmintáinak összetételét a FKK becsült összetételéhez viszonyítva a 62. ábra szemlélteti. A korábban részletezett, nagy valószínűséggel barittartalmú minták kivételével a vizsgált minták általános jellemzője a Sr kis dúsulási tényezője, ami a nagyobb Rb és Ba dúsulási tényezők következtében negatív Sr-anomália megjelenéséhez vezet a sokelemes nyomelemdiagramon. Rétegtani helyzettől függetlenül a Bakonyai Homokkő több mintájában kimutatható jelentős mértékű U-dúsulás, amit általában Y-dúsulás kísér. A pozitív U- és Y-anomália a Kővágóöttösi Homokkő több mintájában is megfigyelhető, a „zöld homokkő” mintában, valamint a Cserkúti Tagozatot képviselő IX/25 és IX/26 mintában azonban már csak a határozott pozitív U-anomália jelenik meg. A Cserkúti Homokkővet képviselő további mintákban és a Tótvári Homokkő mintáiban a nyomelemek általánosan kis koncentrációját figyelhetjük meg a FKK összetételéhez képest.

A kondrita normált RFF-összetételi diagramon a Bakonyai Tagozatot képviselő aleurolitokat jelző görbék – nagyobb RFF-tartalmuknak megfelelően – jól elkülönülnek a homokkőmintáknak megfelelő görbektől (63. ábra, a). A Bat4/5 minta RFF-tartalma kiugróan nagy (Σ RFF=215 ppm). Valamennyi minta teljes RFF-spektruma frakcionált, továbbá negatív Eu-anomáliával jellemezhető, azonban a Eu-anomália mértéke kisebb a homokkőekben, mint a finomszemcsés kőzeteknél. A Bakonyai aleurolitminták RFF-spektruma a következő paraméterekkel számszerűsíthető: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=6,86-8,69$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=3,11-3,85$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,43-1,53$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,58-0,70$. A homokkőmintákat leíró paraméterek: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=5,61-13,45$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,60-4,13$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,23-2,20$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,72-0,86$ (21. táblázat).

A Kővágóöttösi Tagozatot képviselő minták RFF-tartalma széles tartományon belül változik (63. ábra, b), legnagyobb RFF-tartalmával a IX/9 minta tűnik ki (Σ RFF=288 ppm). A mintákat frakcionált RFF-spektrum jellemzi ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=5,73-9,31$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,88-4,22$;

$Gd_N/Yb_N=1,17-1,73$), amihez általában kis mértékű negatív Eu-anomália társul ($Eu/Eu^*=0,54-0,88$); néhány mintában (Bat4/155 és Bat4/77) nem mutatható ki Eu-anomália.



62. ábra

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció homokkőmintáinak FKK-összetételre normált, nyomelemösszetétele. a) Bat-4 fűrés, Bakonyi Homokkő (tarka); b) Bat-4 és IX. szerkezetkutató fűrés, Kővágótöttösi Homokkő (szürke); c) IX. szerkezetkutató fűrés, zöld homokkő; 4747 fűrés, IX. és X. szerkezetkutató fűrés, Cserkúti Homokkő (vörös), valamint X. szerkezetkutató fűrés, Tótvári Homokkő (lila)

A „zöld homokkő” (IX/23 minta) RFF-tartalma rendkívül kicsi ($\Sigma RFF=63$ ppm), a kondritra normált teljes RFF-spektrum ($La_N/Yb_N=12,77$) és a könnyű RFF-spektrum ($La_N/Sm_N=4,57$) egyaránt frakcionált, azonban Eu-anomália ($Eu/Eu^*=0,87$) nem figyelhető meg (63. ábra, c). A nehéz RFF-spektrum frakcionációja ($Gd_N/Yb_N=1,33$) nem jelentős (21. táblázat).

A Cserkúti Homokkő vizsgált mintái közül a IX/33 minta RFF-összetétele csak tájékoztató jellegű (XRF módszerrel határozták meg), ezért ez az adatsor nem alkalmas az összehasonlításra (21. táblázat). A IX/25 és a IX/26 minta RFF-eloszlása – a nyomelem dúsulási tényezőkhöz hasonlóan – eltér a Cserkúti Homokkő többi mintájától. Ezt a két mintát frakcionált RFF-spektrum jellemzi negatív Eu-anomáliával (63. ábra, c). RFF-spektrumuk a következő paraméterekkel

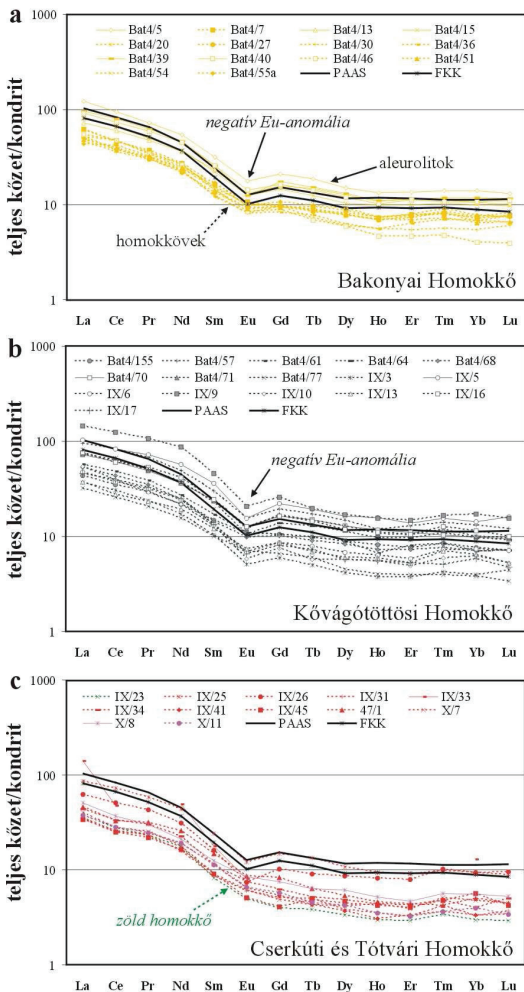
számszerűsíthető: $La_N/Yb_N=6,67-9,23$; $La_N/Sm_N=3,53-3,86$; $Gd_N/Yb_N=1,09-1,58$;
 $Eu/Eu^*=0,58-0,63$ (21. táblázat).

63. ábra

A Kővágószőlősi Homokkő Formáció aleurolit- és homokkő-mintáinak kondritösszetételre (McLENNAN 1989) normált ritkaföldfém-eloszlása. a) Bat-4 fűrés, Bakonyai Homokkő (tarka); b) Bat-4 és IX. szerkezetkutató fűrés, Kővágótöttösi Homokkő (szürke); c) IX. szerkezetkutató fűrés, zöld homokkő; 4747 fűrés, IX. és X. szerkezetkutató fűrés, Cserkúti Homokkő (vörös), valamint X. szerkezetkutató fűrés, Tótvári Homokkő (lila)

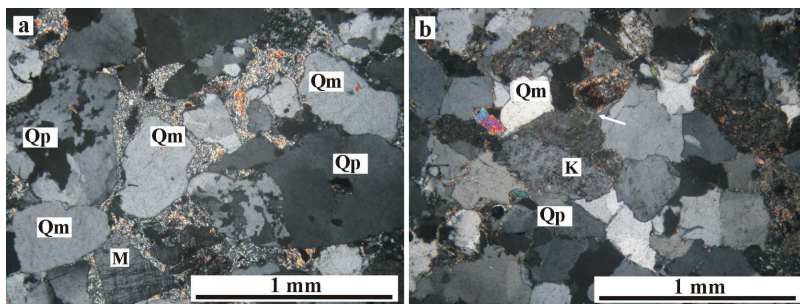
A Cserkúti Homokkő további mintáit, valamint a Tótvári Homokkőből kiválasztott két mintát a „zöld homokkő” mintáéhoz nagyon hasonló RFF-eloszlás jellemzi. A minták RFF-tartalma kicsi ($\Sigma RFF=60-85$ ppm), a kondritra normált teljes RFF-spektrum és a könnyű RFF-spektrum egyaránt frakcionált, azonban Eu-anomália gyakorlatilag nem figyelhető meg. A nehéz RFF-spektrum frakcionációja nem jelentős (63. ábra, c). A Cserkúti Homokkő mintáinak (a IX/25 és a IX/26 minták

kivételével) RFF-spektruma a következő paraméterekkel számszerűsíthető: $La_N/Yb_N=6,03-10,88$; $La_N/Sm_N=3,07-4,41$; $Gd_N/Yb_N=0,73-1,69$; $Eu/Eu^*=0,78-0,92$. A Tótvári Homokkő két mintájának RFF-spektrumát számszerűsítő paraméterek: $La_N/Yb_N=9,19-9,45$; $La_N/Sm_N=3,32-4,02$; $Gd_N/Yb_N=1,38-1,44$; $Eu/Eu^*=0,82-0,87$ (21. táblázat).



11. Jakabhegyi Homokkő Formáció

Az ELTE FFI Kőzettan–Geokémiai Tanszékén végzett permi kutatáshoz kapcsolódva – a vörös törmelékes kőzetek minél teljesebb összehasonlítása érdekében – a X. szerkezetkutató fúrásban feltárt rétegsorból („főkonglomerátum”), valamint a 4747 fúrás kőzetanyagából kiválasztott alsó-triász Jakabhegyi Homokkő minták vizsgálatát végeztem el. Az uralkodóan kvarc (polikristályos, illetve monokristályos), kálicement (mikroklin) és kőzettörmelék (elsősorban átkristályosodott savanyú vulkanit) szemcséket tartalmazó, szericittal (\pm illit), illetve kovával cementált homokkőminták (64. ábra) petrográfiai leírására dolgozatomban – területi okokból – nem térek ki. A kis mintaszám miatt a doktori értekezésemben felvázolt geokémiai jellemzők, illetve az ezekre épülő értelmezés nem tekinthető reprezentatívnak (azaz a Jakabhegyi Homokkő Formációra vetítve általános érvényűnek), azonban lehetőséget teremt a permi üledékciklus vörös törmelékanyagával való előzetes összehasonlításra.



64. ábra

A Jakabhegyi Homokkő Formációt képviselő homokkőminták általános szöveti képe. a) Kvarcgazdag nagyszemcsés homokkő szericites mátrixszal, illetve cementtel a X. szerkezetkutató fúrásból (586,7 m; X/12 minta, +N); b) Középszemcsés homokkő szericitesedő kálicementekkel, illetve kovacementtel (nyíl) a 4747 fúrásból (324,5 m; 47/37 minta, +N)

Rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; M: mikroklin; K: kálicement

11.1. A Jakabhegyi Homokkő geokémiai jellemzői

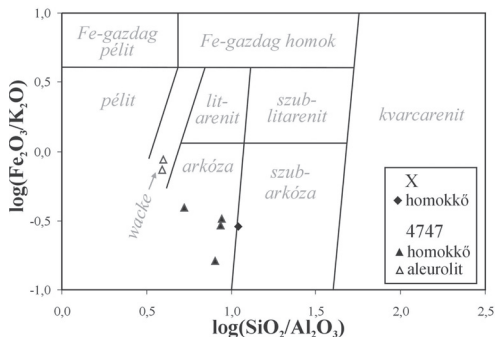
11.1.1. A Jakabhegyi Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak főelemösszetétele

A Jakabhegyi Homokkő Formációt képviselő aleurolitminták kémiai összetételét jelző mintapontok a $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ diagramban (HERRON 1988) a wacke mezőbe esnek (65. ábra). A 4747 fúrásból származó homokkőminták a kémiai csoportosítás szerint arkózák, a X. szerkezetkutató fúrásból származó „főkonglomerátum” minta ezeknél valamivel érettebb, szubarkóza jellegű. A viszonylag kis Fe_2O_3 - és jelentős K_2O -tartalomnak

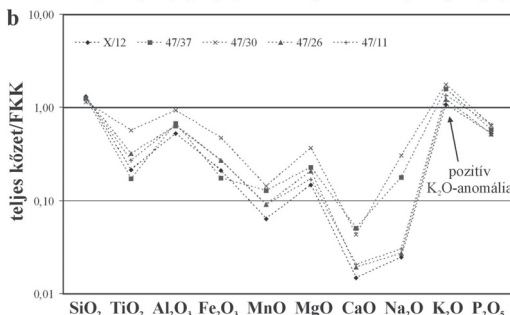
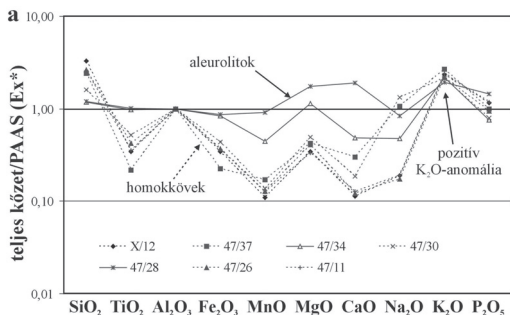
megfelelően (22. táblázat) azonban valamennyi homokkőminta jelölője a diagram alsó részén található, ezért a kémiai osztályozás csak korlátozottan használható.

65. ábra

A Jakabhegyi Homokkő Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján. A homokköveket jelölő mintapontok eltolódása a nagyon kis $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ értékek felé utólagos K-dúsulásra utalhat



A 4747 fűrásból származó két Jakabhegyi aleurolitminta PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált főelemösszetételét a SiO_2 , a MgO és a K_2O dúsulása jellemzi (66. ábra, a). A Fe_2O_3 , a MnO és a Na_2O dúsulási tényezője egynél kisebb; a CaO és a P_2O_5 dúsulási tényezője erősen változó.



66. ábra

A Jakabhegyi Homokkő Formáció aleurolit- és homokkőmintáinak (a) PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált főelem dúsulási tényezői (Ex^*) és (b) FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele

A X. szerkezetkutató fűrásból, illetve a 4747 fűrásból kiválasztott homokkőminták általános jellemzője a SiO_2 és a K_2O egynél jóval nagyobb, valamint a TiO_2 , a Fe_2O_3 , a MnO , a MgO és a CaO egynél határozottan kisebb dúsulási tényezője (66. ábra, a). A Na_2O dúsulási tényezője két mintában (47/37 és 47/30) nagyobb egynél, a többi homokkőmintában azonban jelentős mértékű Na_2O -szegényedés tapasztalható. A P_2O_5 dúsulási tényezője általában valamivel nagyobb, mint egy.

22. táblázat

A Jakabhgyei Homokkő Formációt képviselő minták kémiai összetétele (főelemek, izzítási veszteség [LOI]: g/g%, nyomelemek: ppm)

	Kunsági-terrénum						
	X. sz. fűrés	4747 fűrés					
fűrés jele	X/12	47/37	47/34	47/30	47/28	47/26	47/11
mélység (m)	586,7	324,5	333,0	375,9	381,0	408,6	614,7
litológia	H	H	AL	H	AL	H	H
SiO ₂	85,53	81,04	62,71	73,14	60,34	82,32	82,35
TiO ₂	0,14	0,12	0,82	0,38	0,80	0,21	0,18
Al ₂ O ₃	7,82	10,06	15,94	13,75	15,13	9,41	9,53
Fe ₂ O ₃	1,04	0,86	5,09	2,28	5,01	1,32	1,33
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,08	0,01	0,01
MgO	0,32	0,49	2,13	0,79	3,08	0,44	0,37
CaO	0,06	0,21	0,53	0,18	1,99	0,08	0,08
Na ₂ O	0,09	0,68	0,48	1,17	0,81	0,10	0,12
K ₂ O	3,59	5,29	6,85	5,81	5,73	4,02	4,51
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,10	0,09	0,18	0,08	0,10
LOI	1,27	1,44	3,98	2,01	6,12	1,47	1,30
Total	99,94	100,28	98,67	99,60	99,27	99,46	99,87
Rb	110	141	255	187	222	119	138
Sr	489	392	154	179	167	126	137
Ba	540	836	576	562	516	316	311
Pb	<KH	13,7	17,6	11,8	18,2	<KH	15,3
Th	7,9	5,7	19,0	9,4	16,0	6,9	25,3
U	1,7	1,3	4,5	3,2	4,4	2,1	3,0
Zr	70	83	269	132	305	90	235
Hf	2,2	2,7	8,9	4,2	9,4	2,6	6,7
Nb	3,9	2,4	17,4	7,6	16,9	4,3	3,3
Ta	0,4	0,3	1,5	0,7	1,4	0,4	0,3
Y	10	12	39	24	42	15	22
Sc	1,9	1,7	11,7	6,3	12,7	3,7	2,1
V	13	21	65	70	80	21	10
Cr	9	39	80	56	83	52	38
Co	1,2	2,3	12,3	3,8	14,6	2,5	1,7
Ni	<KH	10,4	27,4	20,5	35,5	16,0	8,6
Zn	<KH	<KH	56	32	62	<KH	<KH
La	18	16	43	26	41	17	45
Ce	34	33	88	52	85	35	96
Pr	4,13	3,77	10,22	6,14	9,83	4,03	10,98
Nd	17	15	40	23	39	15	41
Sm	2,9	2,7	7,1	4	7,6	3,1	7,3
Eu	0,46	0,77	1,27	0,89	1,21	0,65	0,85
Gd	2,23	2,14	6,26	3,30	6,26	2,45	4,88
Tb	0,38	0,28	0,99	0,55	1,07	0,39	0,57
Dy	2,19	1,83	5,60	3,58	6,03	2,50	2,54
Ho	0,45	0,35	1,26	0,78	1,27	0,53	0,45
Er	1,25	0,89	3,30	1,98	3,34	1,28	1,28
Tm	0,20	0,16	0,53	0,34	0,54	0,20	0,20
Yb	1,28	0,99	3,33	2,18	3,52	1,30	1,24
Lu	0,20	0,15	0,55	0,33	0,51	0,21	0,20
ΣRFF	84	78	211	125	205	84	213
La _N /Yb _N	9,24	10,92	8,67	8,18	7,83	8,58	24,58
La _N /Sm _N	3,80	3,73	3,79	4,15	3,38	3,35	3,89
Gd _N /Yb _N	1,41	1,75	1,52	1,23	1,44	1,53	3,19
Eu/Eu*	0,55	0,98	0,58	0,75	0,54	0,72	0,44

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; KH: kimutatási határ; La_N: kondritra normált La-koncentráció; Sm_N: kondritra normált Sm-koncentráció; Yb_N: kondritra normált Yb-koncentráció; Gd_N: kondritra normált Gd-koncentráció; ΣRFF: összes ritkaföldfém-koncentráció; Eu/Eu*: Eu-anómália McLENNAN (1989) alapján

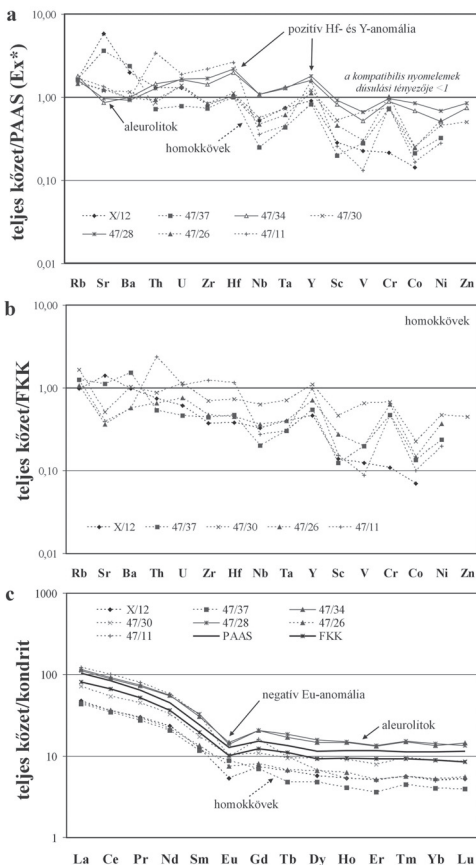
A Jakabhegyi Homokkő Formációt képviselő homokkőminták FKK-összetételre normált, illómentes főelemösszetétele alapján kis mértékű SiO_2 - és K_2O -dúsulás mutatható ki a mintákban, a többi főelem mennyiségét azonban változó mértékű szegényedés jellemzi az FKK összetételéhez képest (66. ábra, b).

11.1.2. A Jakabhegyi Homokkő aleurolit- és homokkőmintáinak nyomelemösszetétele

A 4747 fűrásból kiválasztott aleurolitminták PAAS-ez viszonyított nyomelem dúsulási tényezői közül a Rb és a nagy térerejű elemek dúsulását figyelhetjük meg, a Sr és az átmenetifémek mennyiségében azonban szegényedés tapasztalható (67. ábra, a). A legnagyobb mértékű dúsulás a Hf- és az Y-tartalomban mutatható ki, ami pozitív anomáliákban jelenkezik a sokelemes diagramon. Az aleurolitokhoz képest a homokkőminták nyomelemösszetételét bemutató dúsulási görbék sokkal változatosabbak. A nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek valamennyi mintában dúsulnak; a nagy térerejű nyomelemek közül a Zr, a Nb és a Ta dúsulási tényezője általában kisebb egynél, jelentősebb dúsulás csak az U és az Y mennyiségében jelentkezik; az átmenetifémek dúsulási tényezője egy alatt marad. A 47/11 minta kiugróan nagy Th, U, Zr és Hf dúsulási tényezőjével különül el a többi mintától.

67. ábra

A X. szerkezetkutató fűrásból, valamint a 4747 fűrásból kiválasztott, a Jakabhegyi Homokkő Formációt képviselő aleurolit- és homokkőminták (a) PAAS összetételhez viszonyított, Al_2O_3 -tartalomra normált nyomelem dúsulási tényezői (Ex^*); (b) a homokkőminták FKK-összetételre normált nyomelemösszetétele, valamint (c) a vizsgált minták kondritösszetételre (McLENNAN 1989) normált ritkaföldfém-eloszlása



Az FKK-összetételre normált nyomelemösszetételük alapján a Jakabhegyi Homokkő Formációt képviselő homokkővekben – a Rb kivételével – a nyomelemek gyakori szegényedését figyelhetjük meg (67. ábra, b). Az általános tendenciától eltérően Sr-dúsulás jellemzi a X/12 és a 47/37 mintát, ez utóbbiban a Ba dúsulása szintén jelenkezik. A 47/11 mintában kiugróan nagy Th (U), Zr és Hf koncentráció; a 47/30 mintában kis mértékű U- és Y-dúsulás figyelhető meg.

A kondritra normált RFF-összetételi diagramon 4747 fűrásból származó aleurolitmintákat a PAAS összetételét képviselő görbéhez képest nagyobb mértékű negatív Eu-anomália jellemzi, továbbá a vizsgált minták RFF-tartalma meghaladja a PAAS-re jellemző értékeket (67. ábra, c). A Jakabhegyi aleurolitminták RFF-spektruma a következő paraméterekkel számszerűsíthető: $La_N/Yb_N=7,83-8,67$; $La_N/Sm_N=3,38-3,79$; $Gd_N/Yb_N=1,44-1,52$; $Eu/Eu^*=0,54-0,58$ (22. táblázat).

A Jakabhegyi homokkőminták kondritra normált RFF-összetétele az FKK összetételéhez hasonlóan frakcionált, azonban a minták RFF-tartalma általában nem éri el az FKK összetételét jellemző koncentrációkat, valamint az Eu-anomália mértékében is nagy eltérések figyelhetők meg (67. ábra, c). A 47/37 mintában nem jelenik meg Eu-anomália; a 47/11 mintát viszont erősen frakcionált teljes RFF- és nehéz RFF-spektrum mellett jelentős mértékű, negatív Eu-anomália jellemzi. Ezek a különbségek a homokkőminták RFF-spektrumát jellemző paraméterekben is tükröződnek: $La_N/Yb_N=8,18-24,58$; $La_N/Sm_N=3,35-4,15$; $Gd_N/Yb_N=1,23-3,19$; $Eu/Eu^*=0,44-0,98$ (22. táblázat).

12. A lehordási terület és az őskörnyezet változása a kora-permtől a kora-triászig: összehasonlítás és korrelációs problémák

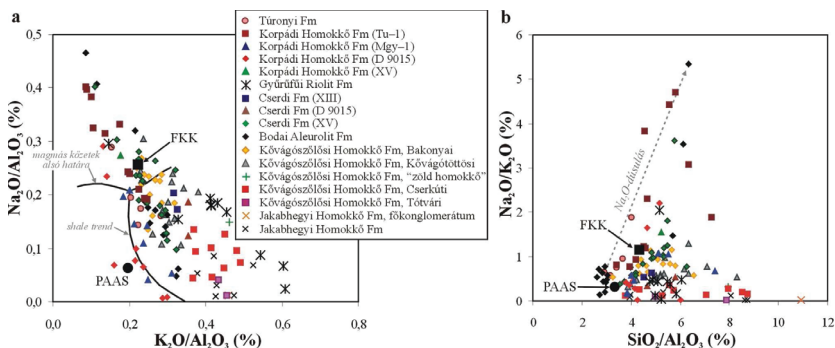
12.1. A lehordási terület és az őskörnyezet geokémiai jellemzői

A sziliciklasztos kőzetek kémiai összetételét elsődlegesen ásványos összetételük határozza meg, ezért a geokémiai bélyegek a lehordási terület közettani összetételét, a forrásterület mállási viszonyait, az üledékgyűjtő medence lemeztektónikai helyzetét és a leülepedést követő átalakulásokat (pl. diagenézis, metamorfózis, hidrotermális hatás) egyaránt tükrözik (NESBITT & YOUNG 1982, 1984; BHATIA 1985; TAYLOR & MCLENNAN 1985; VARGA 2005). A teljes kőzet geokémiai vizsgálata lehetőséget biztosít arra, hogy azoknak a kulcsfontosságú elemeknek (pl. Cr, Ni, Sc, Y, Zr, Co, La, Th) a mennyiségi változatosságát is érzékeljük, amelyek jellemzésére a modális közettani összetétel meghatározásával nem vállalkozhatunk (AMOROSI et al. 2002; WILLAN 2003; VARGA 2005). A lehordási terület jellemzése előtt azonban meg kell vizsgálnunk azokat a tényezőket, amelyek eredője meghatározza a geokémiai adatot. Ezek közül a legfontosabbak: a forrásterületen zajló mállás, a hidrodinamikai folyamatok (szemcseméret, osztályozódás), a diagenetikus folyamatok, valamint a metamorfózis (NESBITT & YOUNG 1982; TAYLOR & MCLENNAN 1985; FLOYD et al. 1991; BAULUZ et al. 2000; WILLAN 2003).

A lehordási terület kőzeteinek lepusztulása és a törmelékszemcsék szállítódása során a kémiai mállás különböző mértékben alakítja át a sziliciklasztos szemcsék eredeti anyagát. Az elsődleges ásványok degradációja következtében megváltozó összetétel elsősorban a kőzet alkálifém- és alkáliföldfém-tartalmát módosítja (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982; FEDO et al. 1995, 1996). A kémiai mállás következtében a kisebb méretű kationok (Na^+ , Ca^{2+} és Sr^{2+}) szelektíven kilúgozódnak a mállási szelvényből, ezzel ellentétben a nagyobb ionrádiuszú kationok (Rb^+ és Ba^{2+} , valamint gyakran a K^+) ioncserével vagy adszorpcióval agyagásványokon kötődhetnek meg (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982).

A felső-karbon Tésényi Homokkő lerakódásakor jellemző intenzív kémiai mállás (11. és 14. ábra) nyomai nem jelennek meg sem a Túronyi Formáció pélites kifejlődésében (21. ábra), sem a Bodai Aleurolit vizsgált mintáiban (54. ábra). Változó mértékű Na_2O -, illetve határozottabb CaO -szegényedés jellemez több Korpádi Homokkő mintát (33. és 34. ábra); a Cserdi Formáció (45. ábra), valamint a Bakonyai és a Kővágóttősi (Kővágószőlősi Homokkő Formáció) mintákat (60. ábra) általában CaO -szegényedés jellemzi. Jelentős CaO - és Na_2O -szegényedéssel társuló K_2O -dúsulás a Cserkúti és a Tótvári (Kővágószőlősi Homokkő Formáció), valamint a Jakabhegyi Homokkő mintáiban tapasztalható (60. és 66.

ábra). A kémiai mállás elemmobilizáló hatásán túl azonban több mintában (pl. Túronyi Formáció; Bodai Aleurolit, Korpádi Homokkő a Tu–1 fűrásban) a Na_2O kiugróan nagy dúsulását figyelhetjük meg, ami nem magyarázható a kémiai mállás eltérő jellegével.



68. ábra

A Túronyi Formáció, a permi üledékciklus, a Gyűrűfűi Riolit (JAKAB 2005) és a Jakabhegyi Formáció mintáinak összehasonlítása. a) $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diagram; b) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ diagram

Amennyiben a Túronyi Formáció, a permi üledékciklus, a Gyűrűfűi Riolit és a Jakabhegyi Formáció mintáinak alkálifém-tartalmát a $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diagramon hasonlítjuk össze (68. ábra, a), a vizsgált pélit- és homokkőminták kémiai összetételét jelző adatpontok nem az FKK és a PAAS összetétele között berajzolt ideális mállási görbét („shale trend”) követik. Figyelembe véve, hogy a magmás kőzetekre jellemző $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ arány eltér az üledékes kőzetekre jellemző értéktől (GARRELS & MACKENZIE 1971), megállapítható, hogy a Gyűrűfűi Riolitot képviselő minták (JAKAB 2005) közül csupán egy minta összetétele felel meg a magmás mezőnek, a többi Na_2O -kilúgozódáson és K_2O -dúsuláson (metaszomatózis) esett át. Az üledékes tartomány helyett a magmás kőzetekre jellemző mezőbe rétegtanilag különböző besorolású pélit- és homokkőminták egyaránt beleesnek (Túronyi, Korpádi Homokkő, Cserdi, Bodai Aleurolit, Bakonyai Homokkő), továbbá azonos formációba sorolt minták eltérő geokémiai bélyegekkel rendelkeznek. A Korpádi Homokkő mintáira a Tu–1 fűrásban kiugróan nagy Na_2O -dúsulás jellemző, az Mgy–1 fűrásban a vizsgált minták a „shale trend” közvetlen közelében helyezkednek el. A D 9015 fűrásból származó, a vizsgált szakasz alsó részét képviselő Korpádi Homokkő minták a granitoid alapkőzetten kialakult üledékes kőzetek mállásának megfelelő pozícióban találhatók („shale trend”), a Gyűrűfűi Riolit közvetlen fekvéséből kiválasztott minták – a XV. szerkezetkutató fűrásból származó mintával együtt – azonban Na_2O -dúsulást mutatnak. A Bodai homokkőminták Na_2O -dúsulásával szemben változó mértékű K_2O -dúsulás jellemzi a Bodai

péltíntákat, továbbá – a Bakonyai Homokkő kivételével – a Kővágószőlősi és a Jakabhegyi Homokkő Formáció vizsgált mintáit.

A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzetanyagában FAZEKAS (1987) nagy Na_2O -tartalmú változatot (melariolit-riodácit) is elkülönített, valamint felhívta a figyelmet az erősen kovásodott riolit lávák, tufák és „felzitek” kálimetaszomatózis eredményeként szélsőségesen megnövekedett K_2O -tartalmára (8–10%). Munkájában a mecseki perm és alsó-triász törmelékes formációkból származó, apró- és finomszemcsés homokkövek alkália tartalmának összehasonlításakor a legnagyobb $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arányt a Bakonyai Homokkőre (15 minta) kapta (~0,6). Eredményei alapján a Korpádi Homokkő kőzeteire átlagosan 1% körüli Na_2O -tartalom jellemző, azonban – pontosabb lelőhely megadása nélkül – összesen csak 8 mintát vizsgált. A Túronyi Formáció kémiai összetételéről adatok korábban nem álltak rendelkezésre, a Bodai Aleurolit Formáció 5–6%-ot is elérő Na_2O -tartalmát azonban már FAZEKAS (1987) is másodlagos albitosodással magyarázta; a Bodai Aleurolit pélites kőzetváltozatainak diagenetikus albitosodását MÁTHÉ (1998) és ÁRKAI (2000) jellemezte.

Eredményeim alapján a legnagyobb $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány (>3) a Bodai Aleurolit Formációt képviselő homokkőmintákban (4709/1 fúrás), illetve a Tu-1 fúrás által harántolt Korpádi Homokkő mintákban figyelhető meg (68. ábra, b); továbbá nagy $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány jellemző több Túronyi, Cserdi és Korpádi Homokkő (D 9015 és XV. szerkezetkutató fúrás) mintára. Ezek az értékek többszörösen meghaladják a FAZEKAS (1987) munkájában az egyes formációk jellemzésére megadott értékeket, továbbá felhívják a figyelmet arra, hogy a – valószínűleg albitosodásra visszavezethető – Na_2O -dúsulás nem köthető egy jól lehatárolható litosztratigráfiai egységhez. Az egyes formációk (Túronyi, Korpádi, Cserdi, Bodai) petrográfiai jellemzésénél a földpátok (különösen a káliföldpátok) átalakulása, rendellenes, blokkos-táblás kioltása, illetve esetleges továbbnövekedés alapján már utaltam a részleges albitosodásra, amit megerősített a röntgen-pordiffrakciós, valamint a pásztázó elektronmikroszkópos (Túronyi és Bodai Formáció) vizsgálat eredménye is (albitgazdag ásványtársulás, amiben a káliföldpát többnyire csak nyomokban mutatható ki). A diagenetikus (illetve hidrotermális?) albitosodás folyamatainak részletes feltárása nagyfelbontású pásztázó elektronmikroszkópos és lokális mikroanalitikai vizsgálattal valósítható meg, ami azonban meghaladja doktori kutatásom céljait és kereteit.

Annak ellenére, hogy kontinentális (folyóvízi, tavi) környezetben, arid-szemiarid éghajlati viszonyok mellett gyakori jelenség a vulkáni eredetű törmelékanyagban gazdag sziliciklasztos kőzetek törmelékes földpátjainak diagenetikus albitosodása (MCBRIDE et al. 1987; MILLIKEN 1989; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998), a dél-dunántúli

paleozoikumi törmelékes rétegsor ásványtani és közettani vizsgálatakor ezt a jelenséget korábban nem dokumentálták. FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988c, 95. oldal) a Tu–1 fúrásban feltárt, a Korpádi Formációba sorolt homokkővek petrográfiai vizsgálatánál megjegyezte, hogy „az egész szelvényben a normál – káliföldpátos gránittörmelékek gyakorlatilag hiányoznak”, valamint a „gránitföldpátot nem pertites ortoklász képviseli”, a káliföldpátok optikai bélyegei alapján azonban nem ismerte fel a részleges albitosodást.

A diagenetikus albitosodás mértékét számos tényező (szemcseösszetétel, szemcseméret, porozitás) befolyásolhatja, ami jelentős litológiai és területi különbségekhez vezethet. LEE & LEE (1998) megfigyelése szerint a plagioklász albitosodásának mértéke általában nagyobb, mint a káliföldpáté; valamint a nagy permeabilitású homokkővekben a plagioklász albitosodása nagyobb mértékű, mint az impermeábilis kőzetekben (pélitek, korai fázisú mikrit-cementált homokkővek). Az albitosodott törmelékes kőzetek leggyakoribb diagenetikus ásványa az albit és a kalcit (karbonát). A rétegszilikátok közül általában az illit és a klorit mennyisége jelentős, a kaolinit, a szmektit és a klorit/szmektit kevert szerkezetű ásványfázis aránya alárendelt (VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998). A vulkáni törmelékanyag mállása során keletkező szmektit diagenezise során gyakran illitté (Na^+ -forrás, K^+ -megkötés) vagy klorittá alakulhat; ez utóbbi folyamatra utal a kis mennyiségű szmektit és klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát jelenléte (SAIGAL et al. 1988; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998). A diagenetikus albitosodást kísérő oldódási és újrakicsapódási reakciók lényegesen megváltoztatják a törmelékes kőzetek kémiai összetételét, ami így nem tükrözi a lehordási terület kőzetegyüttesére jellemző elsődleges koncentrációviszonyokat. Az albitosodást kísérő átalakulások a főelemek közül elsősorban a SiO_2 , az Al_2O_3 , a Na_2O , a CaO és a K_2O mennyiségét befolyásolják, továbbá a nyomelemek közül döntően a Ba, a Rb, a Sr, a Zn és az Pb koncentrációjában tükröződhetnek (MILLIKEN 1989; PRESTON et al. 1998).

A korábbi közettani dokumentációkkal (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, valamint az általuk hivatkozott irodalmak) párhuzamosan – az albitosodáson és a K_2O -dúsuláson túl – a Túronyi Formáció és a permi üledékciklus pélites kőzeteiben gyakori jelenség a diagenetikus karbonátfelhalmozódás (kalcit-, illetve dolomitkonkréciók, calcrete kialakulása; pl. 21., 27., 33. és 55. ábrák); kimutatható a betemetődési diagenezis, illetve metamorfózis hatása (anchizónát jelző IC értékek) és a hidrotermális átalakulás (pl. hintett, sajátalakú pirit a Tu–1 fúrásban, sziderit és kristályos hematit az Mgy–1 fúrásban, Sr-tartalmú barittal kitöltött repedések a 4709/1 fúrásban). Nagy valószínűséggel hidrotermális átalakuláshoz kapcsolódhat a Cserdi Formáció képződményeiben megjelenő, üregkitöltő (elsősorban fenokristályok utáni pszeudomorfóza az Lv szemcsékben), illetve cementként

megjelenő anhidrit, eredetének meghatározása azonban meghaladja kutatásom kereteit. A jelentős mértékű átalakulás következtében a vizsgált rétegsor lehordási területének és lemeztektonikai helyzetének jellemzésére a főelemek, illetve az üledékes környezetben mobilisnak tekinthető nyomelemek mennyiségére épülő diszkriminációs diagramok (pl. $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ diagram, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{+MgO--TiO}_2$ diagram; VARGA 2005, 8. ábra és az általa hivatkozott irodalmak) nem, az immobilis nyomelemekre épülő értelmezések (VARGA 2005, 7. ábra) is csak korlátozottan használhatók fel. Ezek közül a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász rétegsor törmelékes kőzeteire a Ni– TiO_2 diagram (FLOYD et al. 1989) nem hordoz valós információt, mert a mobilis főelemek koncentrációváltozása következtében a TiO_2 mennyisége nem a lehordási terület elsődleges összetételét tükrözi (véges összeg hatás), továbbá a Ni koncentrációja nagyon gyakran nem éri el a mennyiségi kimutatósi határt, vagy csak kicsivel haladja meg azt. A Ni-koncentrációk megbízhatatlansága következtében a mafikus–ultramafikus forrásterületről érkező törmelékanyag félmennyiségi jellemzésére szolgáló Y/Ni–Cr/V diagram (AMOROSI et al. 2002) sem használható, illetve a változó mértékű karbonátcementáció miatt a ritkaföldfémek mennyiségére és spektrumára épülő értelmezések sem hordoznak megbízható információt (pl. 11. ábra).

12.2. A litosztratigráfiai tagolás korlátai – problémafelvetés

Kutatómunkám elsődleges célja az volt, hogy a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsoron belül – reprezentatív, jól dokumentált, korábban széles körben vizsgált mélyfúrások kőzetanyagából kiválasztott minták teljes kőzetből meghatározott kémiai összetétele segítségével – feltárjam az egyes formációkra jellemző egyedi sajátosságokat, amelyek lehetőséget biztosítanak a geokémiai korrelációra. Az előző fejezetekben bemutatott vizsgálati eredmények alapján azonban számos esetben azonos formációba sorolt minták eltérő geokémiai bélyegekkal rendelkeznek (pl. Korpádi Homokkő Formáció, Cserdi Formáció), illetve rétegtanilag különböző besorolású pélit- és homokkőminták (Túronyi, Korpádi Homokkő, Cserdi, Bodai Aleurolit, Bakonyai Homokkő) nagyon hasonló jellegűek.

A korábbi dokumentációkat áttekintve szembevetőd, hogy a dél-dunántúli paleozoos rétegsor tagolásán belül – különösen a csak mélyfúrásokból ismert képződmények bemutatásakor – gyakori a bizonytalanság, esetleg ellentmondások fedezhetők fel, amelyek közül (a teljesség igénye nélkül) néhány példát szeretnék kiragadni. A Túronyi Formáció kőzetegyüttesét a Tu–1 fúrás első földtani dokumentálásakor JÁMBOR Áron és SZEDERKÉNYI Tibor a felső-permi Bodai Aleurolit Formációba sorolta (KASSAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1988b; FÜLÖP 1994), valamint a Tu–1 fúrásban feltárt Korpádi Homokkő rétegsort a fúrás

első dokumentációjakor a Kővágószőlősi Homokkövel azonosították (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994). A Tu-1 fúrás Korpádi Homokkő szakaszának (490,0–1167,0 m) jellemzésekor BARABÁSNÉ STUHL (1988c) kiemelte, hogy a „törmelékanyag az összes vizsgált mintában jól osztályozott és az esetek többségében jól koptatott, uralkodóan közép és aprószemű” (87. *oldal*). A következő oldalon azonban már ez olvasható „Jól osztályozott mintákon kívül gyakori a rosszul osztályozott vagy osztályozatlan, rétegzett anyag is, ... A törmelékanyag szögletes (kvarc, földpát) vagy lemezes (csillámok)”. Az Mgy-1 fúrásban Korpádi Homokkőként elkülönített, uralkodóan kvarcdús metamorfit eredetű szemcséket tartalmazó szakasz esetében eredetileg felmerült, hogy a karbon Tésenyi Homokkőhöz tartozhat (FÜLÖP 1994; BARABÁSNÉ STUHL 1988c). Biosztratigráfiai adatok hiányában az Mgy-1 fúrás kérdéses szakaszát csupán az uralkodó vöröses színárnyalat alapján sorolták a perm, és ezen belül a Korpádi Formáció képződményei közé (BARABÁSNÉ STUHL 1988c), azonban nem a jelentős mennyiségű metamorf közettörmelék tartalmazó alsó tagozattal (Siklósodonyi Homokkő), hanem a vulkáni közettörmelékben gazdag felső tagozattal (Dinnyeberki Homokkő) korrelálták (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

A Korpádi Homokkő és a Cserdi Formáció elkülönítésének szempontjai – véleményem szerint – szintén pontatlanok, esetenként megalapozatlanok. FAZEKAS (1987) vizsgálatai szerint a Cserdi Formáció képződmésekor a törmelékanyagban a Korpádi Homokkőre jellemző andezit–dácit–riodácit (riolit?) társulást a (riodácit–melariolit)–riolit társulás váltja fel. Ennek ellenére tanulmányában a példaként bemutatott plagioklász mikrolitokat tartalmazó andezitkavics (FAZEKAS 1987, *IV. tábla, 23. fotó*) a Cserdi Formációból származik. BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) munkájában kiemeli, hogy a Korpádi Homokkőben lévő vulkáni származású törmelékanyag nem azonos a Gyűrűfüi Riolit erőzójából származó törmelékkel, hanem egy idősebb és kevésbé savanyú (andezites) vulkáni összlet lepusztulásának eredménye. Tapasztalataim alapján azonban – annak ellenére, hogy kis mennyiségben valóban megjelennek neutrális jellegű Lv szemcsék – a Korpádi Homokkő általam vizsgált kőzetanyagában mind a Tu-1 fúrás rétegsorában, mind a D 9015 fúrásban (valamint a XV. szerkezetkutató fúrás vizsgált mintájában) a savanyú vulkanitok uralkodó jellege emelhető ki. A Korpádi Homokkő törmelékes szemcséi között – különösen a Gyűrűfüi Riolit közvetlen fekéjében – az üveges, szferolitos vulkanitszemcséken túl egyértelműen piroklasztiszemcsék (horzsakő, tufa), illetve szilánkos, továbbá sajátalakú, rezorbeált, korrodált beöblösödésekkel rendelkező kvarcsemmék is azonosíthatók (26. és 29. *ábra*). Ezek megjelenése a szelvényben egyértelműen közel egyidős, piroklaszt-szórással társult vulkáni működést jelez már a jelenleg a Gyűrűfüi Riolit lávaként értelmezett kőzetegyüttesnek képződése előtt.

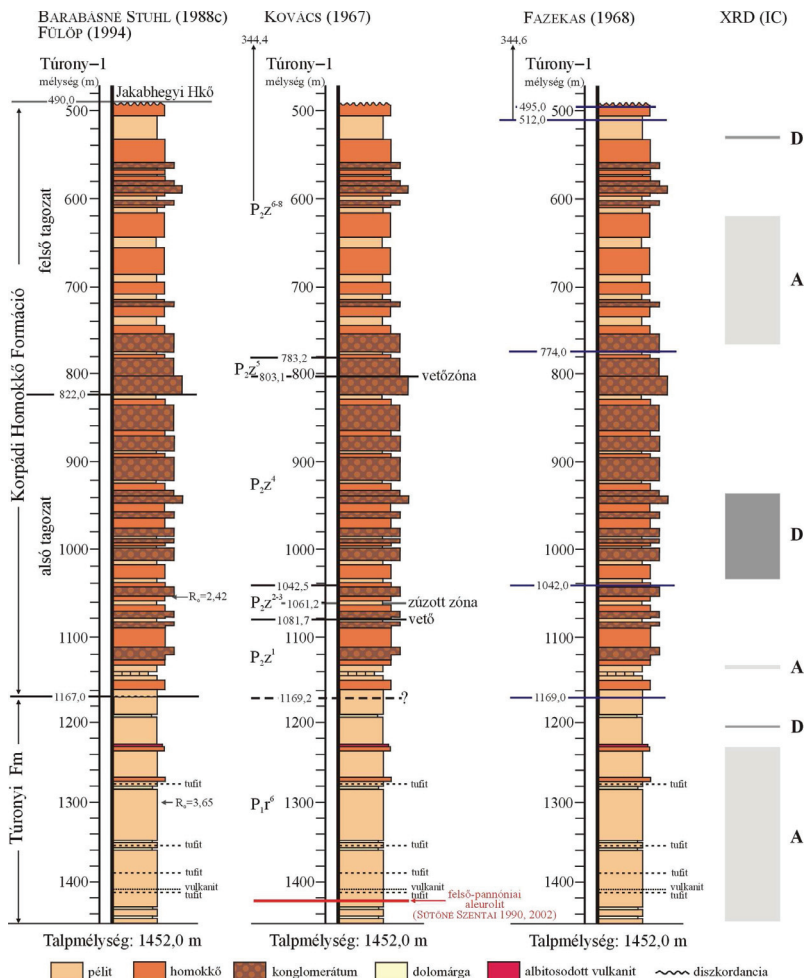
A felvázolt rétegtani problémák miatt – amelyek meggátolják az egyes formációk „geokémiai ujjlenyomatának” meghatározását – az értekezésemben bemutatott ásványtani, közettani és geokémiai eredmények kielégítő értelmezése érdekében szükségessé vált a Túronyi, a Korpádi és a Cserdi Formáció litosztratigráfiai besorolásának és kapcsolatainak ártértékelése, amelyet a következőkben részletezek.

12.2.1. A Tu–1 fűrés rétegsorának tagolási problémái

A dél-dunántúli paleozoos alapszelvek között különleges szerepet játszik a Tu–1 fűrés – a Szlavóniai–Drávai-terrénum részeként nyilvántartott – rétegsora, mert a bizonytalan rétegtani besorolású Túronyi Formáció kőzetegyüttesét napjainkig csak ez az egyetlen szelvény harántolta. A szerkezeti felosztás hiányosságaira már a mintagyűjtés bemutatásakor (13. oldal) utaltam, azonban a Túronyi Formáció korrelációja előtt szükségesnek tartom a formáció lehatárolásával és dokumentálásával kapcsolatos problémák felvázolását.

A publikált szakirodalom szerint a Túronyi Formáció fekvője ismeretlen, fedőjében – tektonikusan – a permii Korpádi Homokkő képződményei találhatók (FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998). A Tu–1 fűrés rétegsorában BARABÁSNÉ STUHL (1988b, 1988c) szerint 1167,0 m alatt a Túronyi, felette 490,0 m-ig a Korpádi Homokkő különíthető el (69. ábra). A fűrés kőzetanyagában a Korpádi Homokkő mindkét tagozata megjelenik: 490,0–822,0 m között a felső (Dinnyeberki), 822,0–1167,0 m között az alsó (Siklósbodonyi) tagozatot különítették el (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Ez az érvényben lévő tagolás azonban nincs összhangban a fűrés első dokumentációjakor észlelt szerkezeti (tektonikai) tagolással (KOVÁCS 1967), valamint az ásványtani és a közettani vizsgálatok eredményével (FAZEKAS & VINCZE 1968). Annak ellenére, hogy a maganyag makroszkópos dokumentációjakor 1169,2 m mélységben csak feltételeesen jelöltek meg vetőt, a Korpádi és a Túronyi Formáció tektonikus határa 1167,0 m-ben lett kijelölve. A dokumentáció szerint 803,1–803,9 m közötti vetőzóna (fehér kaolinos vetőanyaggal), az 1061,2–1063,0 m közötti zúzott zóna, illetve az 1081,7 m-nél leírt tektonikus határ meg sem jelenik az érvényben lévő rétegtani tagolásban (69. ábra). Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy a vékonycsiszolatok elemzése alapján FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) három jól elkülöníthető részre osztotta a fűrés Korpádi Homokkőbe sorolt szakaszát, amelyek jól párhuzamosíthatók a tektonikai észrevételekkel, azonban nincsenek összhangban az érvényben lévő besorolással. FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) megfigyelései szerint a Tu–1 fűrés 512,0–774,0 m és 1042,0–1169,0 m közötti szakaszában a törmelékanyag elsősorban plagiogneisz (migmatit?) lehordási területről származik, változó mennyiségű

kvarcittörmelékekkel, valamint egyes rétegekben megjelenő savanyú vulkanit- és albitmikrolitokat tartalmazó (andezit?) szemcsékkel. Eredményei alapján az eltérő jellegű 774,0–1042,0 m közötti szakaszban a törmelékanyag uralkodóan csillámdús kvarcit-eróziójából származik, amihez változó mennyiségű plagiogneiszttörmelék társult.



69. ábra

A Túronyi és a Korpádi Formáció elkülönítése a Tu-1 fűrásban (BARABÁSNÉ STUHL 1988c; FÜLÖP 1994), valamint a rétegsor szerkezeti elemek (KOVÁCS 1967) és közettani összetétel (FAZEKAS 1968) szerinti tagolása, továbbá összehasonlításuk az új illit kristályvossági (IC) adatokkal

Rövidítések: Hkő: Homokkő; R_o: vitrinit-reflexió; XRD: röntgen-pordiffrakciós vizsgálat; A: anchizóna; D: diagenetikus zóna

A vékonycsiszolatok vizsgálata alapján meghatározott ásvány–kőzettani határok – sajnálatos módon – szintén nem követik a szerkezeti elemek alapján lehatárolt tagolást, ugyanis FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a zónák határának megadásakor az eltérő kőzettani összetételű minták mintavételi mélysége közötti szakaszokat interpolálta, nem végzett részletes vizsgálatot a kőzettani határok pontos kijelölésére.

A Tu–1 fúrásból származó, a Korpádi Homokkő Formációba sorolt minták ásványos összetételének jellemzésekor utaltam arra, hogy a Tu/1 és a Tu/3 mintában a Túronyi Formáció pélites kőzeteihez hasonlóan szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát van (*10. táblázat*), továbbá az IC értékek mélység szerinti változása közelítőleg tükrözi a kőzettani összetétel változását a vizsgált fúrási szakaszokban (*69. ábra*). Figyelembe véve a szerkezeti elemek alapján kijelölhető szakaszokat, feltételezhető, hogy a Túronyi Formációként nyilvántartott képződmény felső határa nem 1167,0 m-ben található, hanem az 1042,5–1081,7 m közötti tektonikus zónában, ami egyben kőzetösszetételi határ is. A 774,0–1042,0 m közötti szakasz tektonikus határok között megjelenő, kőzetanilag elkülönülő, metamorf lehordási területről származó törmelékes kőzetegyüttes, amelyhez hasonló képződmény az Mgy–1 fúrásból (Korpádi Homokkő), illetve az Sb–1 fúrásból (642,0–1200,2 m; Tésényi Homokkő) ismert. A petrográfiai eredmények alapján megfigyelt magymértékű hasonlóság alapján nem zárható ki, hogy a fúrás felső szakaszán (512,0–774,0 m) elkülönített kőzetegyüttes szintén a Túronyi Formáció rétegsorához tartozik, a kérdés tisztázásához azonban további, részletes összehasonlító vizsgálatok szükségesek.

A jelenlegi szerkezeti felosztás szerint a Szlavóniai–Drávai-terrénum kifejlődését képviselő Tu–1 fúrás paleozoos rétegsorának értelmezésekor, illetve a fúráson keresztül haladó szelvények szerkesztésekor BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) és BARABÁSNÉ STUHL (2000, publikálatlan adatok) semmilyen tektonikai elemet (pl. vető, feltolódás) nem vettek figyelembe, pedig a Jakabhegyi Homokkő fedőjében egyértelműen Villányi-típusú triász rétegsor települ. Véleményem szerint a Tu–1 fúrásban kimutatható tektonikus képződményhatárok nem hagyhatók figyelmen kívül a szerkezetfejlődési értelmezésben, különösen azért, mert a Tiszai-egység, mint összetett térrénum aljzatában a későbbi szerkezetalakulás szempontjából a Szlavóniai–Drávai-terrénum autochtonnak, vagy parautochtonnak tekinthető (CSÁSZÁR 2005). A Tu–1 fúrásban kimutatható tektonikus képződményhatárok alapján megkérdőjeleződik a terület szerkezeti egységbe sorolása, továbbá a rétegtani besorolás alapját képező koradat is revízióra szorul. A Tu–1 fúrásban feltárt Korpádi Homokkő korbesorolása kizárólag az 1054,0 m-ből származó, minőségileg és mennyiségileg is szegényes spóra–pollen anyag (fajra meghatározhatatlan egyedek!) alapján

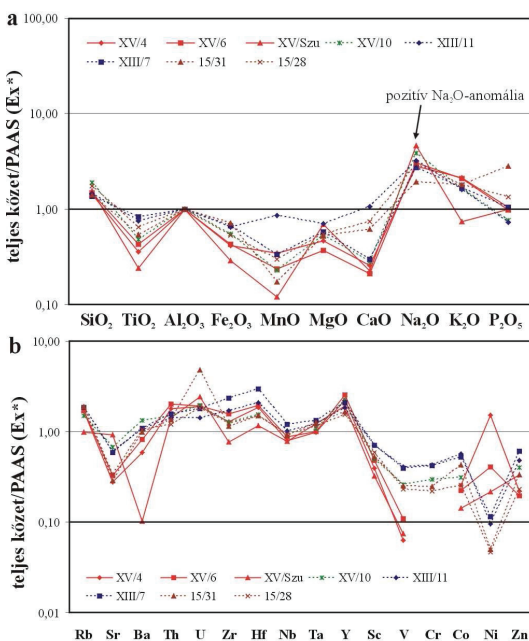
történt (BARABÁSNÉ STUHL 1988c). Figyelembe véve KOVÁCS (1967) tagolását, ez a minta egy tektonikailag elkülönülő szakaszból származik, tehát a rendkívül bizonytalan kor nem általánosítható a rétegsor teljes felső szakaszára. A felismert tektonikus érintkezések tükrében különösen fontos továbbá SÜTÖNÉ SZENTAI (1990, 2002) kézíratos mikropaleontológiai vizsgálati eredménye, aki BARABÁSNÉ STUHL kérésére a Tu-1 fúrás Túronyi Formációba sorolt szakaszából (1422,0 m) egy szürkészöld, finomszemcsés, kb. 30 cm vastagságú minta palinológiai elemzését végezte el (JÁMBOR eredeti dokumentációjában 1007. sz. réteg; a palinológiai mintafüzetben Po 984 és Po 1177 minta). A szervesvázú mikroplankton vizsgálat eredménye alapján a kőzetben található dinoflagellata együttes a *Galeacysta etrusca* zóna legfelsőbb paleoasszociációját képviseli, azaz felső-pannóniai (miocén) korú (SÜTÖNÉ SZENTAI 1990, 2002). A meglepő adatok értelmezésekor BARABÁSNÉ STUHL (1991, szóbeli közlés) felveti annak a lehetőségét, hogy ez a minta feltolódást („becsípést”) jelent az egyébként paleozoos rétegsorban, az eredmény publikálására azonban nem került sor.

12.2.2. A Cserdi Formáció és a Gyűrűfüi Riolit kapcsolatának újraértelmezése a Mecsek nyugati részén – munkahipotézis

A felső-perembe sorolt és az alsó-perm vulkanizmustól határozottan elkülönített, alluviális rendszerben, medenceperemi hordalékkúpnak értelmezett Cserdi Formáció és a Korpádi Formáció elkülönítésének problémáit a korábbiakban érintettem. Eredményeim alapján azonban a Cserdi Formáció rétegsorán belül olyan különbségek mutatkoznak (38–48. ábra; 15. és 16. táblázat), amelyek értelmezése további diszkussziót igényel.

A PhD kutatásom keretein belül vizsgált, a Cserdi Formáció törmelékes rétegsorát képviselő kőzetek közül mind kőzettani, mind geokémiai szempontból kiemelhető a XIII/7, a XIII/11, a 15/28, a 15/31, a 15/32 és a XV/10 minta. Ezek a minták az adott területen a Cserdi Formáció alsó szakaszából (a Gyűrűfüi Riolit közvetlen fedőjéből) származnak, összetételük azonban nem áthalmazott üledékes, hanem vulkanoszediment jellegű (piroklaszt eredetű), képződmények összetételének felel meg. A kérdéses minták kémiai összetételét a XV. szerkezeti fúrásból származó Gyűrűfüi Riolit minták teljes kémiai összetételével (JAKAB 2005; ICP MS és ICP AES adatok, ACME Analytical Laboratories Ltd. Vancouver, Kanada) összehasonlítva – a részben eltérő kémiai elemzési módszer ellenére – nagyfokú hasonlóságot tapasztalunk, ami a petrográfiai megfigyelésekkel összhangban megerősíti a Cserdi minták vulkanoszediment jellegét (70. ábra). A 15/28 mintában BODOR (2009) olvadék jellegű fázist (kőzetüveg) figyelt meg, amit a XV. szerkezetkutató fúrásban, a Cserdi Formációba sorolt konglomerátumminták (1920,5–1864,5 m közötti tartományban) mátrixában azonosított

olvadékkal párhuzamosított. BODOR (2009) eredményei szerint ez az olvadék nem korlátozódik a Cserdi Formáció kőzetanyagára, hanem a Nagyváty–9 (490,5 m) és a D 9015 (15/26 minta, 187,0 m) fúrásban feltárt Gyűrűfői Riolitban is kimutatható. Feltételezése szerint ez a kőzetüveg helyben képződött olvadék, amelyet egy erőteljes hőhatás (~600–1600 °C) eredményezett. Véleménye szerint az olvadékképződés legvalószínűbb magyarázata az, ha feltételezzük, hogy „a területen a Gyűrűfői Riolit vulkanizmusához kapcsolódóan egy szubvulkáni riolit test nyomult be a már lerakódott riolit, valamint a Cserdi Formáció alsóbb rétegei közelébe, amely jelentős hőhatást fejtett ki és olvadást idézett elő”.



70. ábra

A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzeteinek (XV. szerkezetkutató fúrás, XV/4: 1963,0 m; XV/6: 1949,0; XV/Szu: 2062,6 m; JAKAB 2005) és a Cserdi Formáció mintáinak összehasonlítása a főelem és a nyomelem dúsulási tényezők alapján

Sajnálatos módon

BODOR (2009) nem vetette össze az esetleges „szubvulkáni riolit test” hatását a területről korábban rendelkezésre álló földtani információkkal, illetve nem utalt arra, hogy mekkora intrúzió képes ilyen hőhatást kifejteni (pl. CLAUER (2007) alapján egy 1,1 m vastag bazaltos intrúziótól 2 m

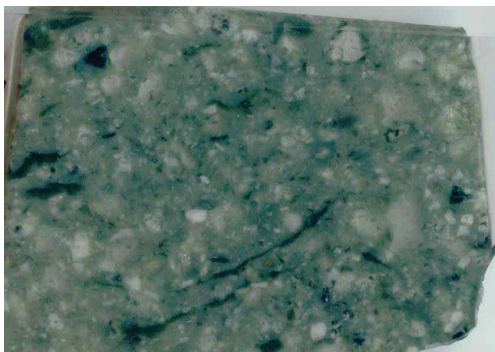
távolságban a befoglaló kőzet soha sem fűtődött fel jobban, mint 50±10 °C). Az értekezésemben bemutatott, a Cserdi Formáció rétegsorának alsó részét képviselő finomszemcsés kőzetek jellegzetességei alapján (átalakult, agyagásványosodott, albitosodott tufa; lokális olvadásra utaló, átalakult kőzetüveg; üveges és obszidián-szerű, továbbá préselt piroklaszt eredetű vulkaniszemcsék), illetve a konglomerátum rétegekben kimutató, helyben képződött olvadék (BODOR 2009) figyelembe vételével – véleményem szerint – sokkal valószínűbb, hogy a jelenlegi földtani állásponttól eltérően a Cserdi Formáció alsó része nem üledékes eredetű, hanem a Gyűrűfői Riolit képződésével szervesen összefüggő piroklasztit.

Munkahipotézisem felvázolása előtt azonban szükséges néhány, a vulkanológia tárgykörébe tartozó folyamat áttekintése, ezek ismertetése KARÁTSON (1998) munkájára alapul.

Az effúzív (lávaöntő) vulkáni működést intermedier vagy Si-gazdag magma esetén gyakran kíséri piroklaszt szórás (jól osztályozott üledékekkel), illetve piroklaszt-árak alakulhatnak ki, amelyek során gázt és nagy koncentrációjú, szilárd anyagot (piroklasztot vagy friss lávadarabokat) tartalmazó, részlegesen fluidizált, nagy sebességgel völgyekben, mélyedésekben lezúduló, a gravitáció által irányított vulkáni ár keletkezhet. A piroklaszt-árak üledékei viszonylag rosszul osztályozottak; ezen belül a horzsakő és hamuárak üledékei (az ignimbritek, amelyek alapvetően Si-gazdag magmák jellemzői, továbbá lapilli és hamu méretű – <64 mm – horzsaköveket tartalmaznak) – erősen leegyszerűsítve – tömegesek, masszívak, illetve gradáltak lehetnek; az ár piroklasztit tetejére visszahullott hamuréteg az ún. ignimbrithez társult hamu. Az ignimbritek egyik legérdekesebb jellemzője az összesülés, amely alapfeltétele a kellően magas hőmérséklet (minimum 650–700 °C). Az összesülés jellemző vonása, hogy a kőzet színe a laza ignimbritéhez képest rendszerint megváltozik: a legerősebben összesült ignimbritek általában feketés, szürkés, vöröses színt öltenek a Fe feloxidálása következtében. Az összesülés valósággal újraolvasztja a lerakódó horzsaköves összletet: a horzsakövek – illetve kisebb mértékben a litikus részek – ellapulnak, előbbiek szélső esetben üvegessé, obszidián-szerűvé válnak; a folyamat eredményeként tömött szövetű, lávaszerű, nagy sűrűségű kőzet jön létre. A megfigyelések szerint egy alkáli magmából származó horzsaköves összlet jobban összesül egy mészsilikáli összetételűnél, ugyanis a kisebb viszkozitású szemcsék könnyebben összeolvadnak (pl. alkáli riolit), ezért az izzó piroklaszt-szemcsék akár már lerakódás előtt összeolvadhatnak. E homogén folyadékként mozgó, ún. rheomorf ignimbritekben igen gyakori, hogy folyási gyűrődések, szerkezetek jönnek létre. Annak ellenére, hogy az erősen összesült ignimbritek megjelenése lávaszerű, általában még a legerősebben összesült ignimbritek is mutatnak eredeti szöveti bélyegeket. A legbiztosabb ilyen bélyeg az elnyúlt, ellaposodott, üvegessé vált horzsakövek, az ún. fiammek felismerése. A legerősebb összesülés valamivel a felszín fölötti tartományban megy végbe, mivel hiába legalul a legnagyobb a lerakódott összlet rétegterhelése, a hideg aljzat hűtő hatást gyakorol rá. A rétegterhelés csökkenésével – felfelé haladva – az összesülés mértéke csökken, a legfelső – akár tetemes vastagságú – tartomány pedig nem szenved összesülést. Gyakori, hogy – rövidebb-hosszabb időközökkel – ignimbritek sorozata rakódik egymásra, miközben egy későbbi részlegesen újraolvaszthatja az alatta lévőket (KARÁTSON 1998).

Jelenlegi ismereteink szerint a Mecsek nyugati részén a Gyűrűfüi Riolit uralkodó kőzete a vékony lepelként észlelt riolit (szürkéslila, porfíros lávakőzet), aminek folyásos texturája

makroszkóposan is felismerhető (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A XV. szerkezetkutató fúrás földtani dokumentációja szerint a barnáslila, liásbarna, porfirós, üveges alapanyagú riolitban teljesen szabálytalanul éles vagy elmosódott határu, pár mm-től 15 cm-ig változó kiterjedésű, „barnáslilásszürke”, irányított szövetű sávok fordulnak elő (illetve „a folyásos szövet irányába rendeződött szürkés sáv, lencse, alakatlan foszlány tartkítja”), amelyekben a földpát porfirszemcsék gyakran maximálisan 2 cm hosszú, megnyúlt góccokat, kristályhalmazokat alkotnak (HÁMOS 1986). Ezek a sávok, foltok – szabálytalan közökben – a riolit alsó kontaktusáig jellemzőek. HÁMOS (1986, 339. *oldal*) kiemeli továbbá, hogy a folyásos szövetű, szerkezetű, a szemcséket „körülfolyó” üveges alapanyag „flexurás” hullámzó jellege sok helyen jól látható. A makroszkópos dokumentáció szerint a riolit alsó kontaktusánál a kőzet színe egy 10 cm-es barnásszürke átmeneti szakaszt követően zöld színűre változik, majd kb. 7,3 m zöld riolit található, amelyben „a folyási irányban rendezve gyakoriak a megnyúlt alakatlan, apró (0,5–15 mm hosszú) fekete finomszemcsés vagy finomkristályos foszlányok, lencsék” (HÁMOS 1986).



71. ábra

A Gyűrűfői Riolit nyugat-mecseki kifejlődését képviselő, a formáció alsó határánál megfigyelt kontakt zónából származó, zöld színű „lávakőzet”
JAKAB (2005) munkája alapján

FÜLÖP (1994) szerint a Cserdi Formáció üledékképződése a kissé kivörösödött riolitláva felületén, a hajdani domborzattól függően, reziduális murvával, zagyfáciesű üledékkel vagy konglomerátummal kezdődik, ezek törmelékanyaga gyakorlatilag 100%-osan vulkáni eredetű. Megállapítja továbbá, hogy a legnagyobb kavicsokból álló konglomerátumot nem közvetlenül a riolit felett, hanem mintegy 15–20 m-rel feljebb találták. Kiemeli, hogy gyakori a sok, 1–2 mm átmérőjű, éles, sarkos közettörmeléklet és 1–5 cm nagyságú, rendszertelenül elhelyezkedő kavicsot tartalmazó aleurolitos homokkő („x” fácies, illetve „zagyfácies”). BODOR (2009) a Cserdi Formáció kavicsanyagában – alárendelt mennyiségben – összesült tufa- és savanyú összetételű piroklasztikavicsokat azonosított; továbbá kavicsstatistikai eredményei alapján a kavicsok legnagyobb átmérője uralkodóan kisebb, mint 5 cm (98%). Figyelembe véve továbbá, hogy FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988c) szerint – az utólagos átalakulások kémiai összetételt módosító hatásának korrigálása

után – a bissei, a peterdi és a szavai fúrások által feltárt „kvarcporfir” kémiai összetétele az alkáli riolitok összetételének felel meg, véleményem szerint a Mecsek nyugati részén feltárt Gyűrűfői Riolit nem lávakőzet, hanem nagyon erősen összesült ignimbrit (horzsakő- és hamuár üledéke). Ez az új értelmezés magyarázatot ad a riolit alsó kontaktusánál megfigyelt színváltozásra: véleményem szerint ez a zóna a felszín közelében elhelyezkedő, kevésbé összesült tartománynak felel meg. A jellemzően sötét, lila, illetve vörös, helyenként folyásos szerkezetű „riolit” nem lávakőzet, hanem erősen összesült, lávaszerű ignimbrit, amelyben a „folyási irányban rendezett megnyúlt, alakatlan, fekete finomszemcsés vagy finomkristályos foszlányok” a rétegerhelésnek megfelelően orientált fiammék (71. ábra). A piroklaszt-árak üledékei a lokális erózióbázisnak megfelelően a mélyedéseket (völgyeket) töltik ki, ami magyarázatot ad a kis távolságon belüli vastagságváltozásokra (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998). A Cserdi Formáció helyben képződött olvadékokat tartalmazó alsó része valószínűleg kevésbé, illetve nem összesült ignimbrit, ezen belül a rosszul osztályozott, valamint a gradált rétegek nem üledékes kisciklusokat, hanem különálló folyási egységeket jelezhetnek (a „jól koptatott kavicsok” tulajdonképpen lapillik); a megfigyelt finomszemcsés, átalakult tufa jellegű rétegek (1–2 mm-es éles, sarkos, osztályozatlan törmelék; FÜLÖP 1994) pedig a piroklaszt-árat követő ignimbrithez társult hamu közettéválásának eredményei lehetnek. A XV. szerkezetkutató fúrásban az anchi- és epizónának megfelelő IC értékek arra utalnak, hogy a rétegszilikátok átkristályosodása 200 °C-ot meghaladó (kb. 300 °C) hőmérsékleten ment végbe (RUIZ CRUZ 2007), azaz a rétegsor késői diagenetikus felfűtődésének mértéke meghaladta azt a hőmérsékletet, amely felett az akkumulálódott radiogén izotópok eltávoznak a hordozó fázisokból (~300 °C-on az akkumulált ⁸⁷Sr és ⁴⁰Ar teljes mértékben eltávozik; CLAUER 2007). Figyelembe véve, hogy a D 9015 fúrásban a riolitminta Rb/Sr kora 222±45 millió év, míg a XV. szerkezetkutató fúrásban a riolit K/Ar kora 113±4,3 millió év (BARABÁSNE STUHL 1988c; BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998) továbbá, hogy a kérdéses területről távol eső fúrásokból (pl. Nagykozár–2, Máriakéménd–3, Egerág–7) származó riolit K/Ar kora 198,4±4,3 és 241,5±9,1 millió év közötti (BARABÁSNE STUHL 1988c), részben ez az utólagos hatás okozhatta a kapott izotópkor jelentős fiatalodását. Meg kell azonban azt is jegyezni, hogy a teljes kőzetből meghatározott koradatok nagyon pontatlanok (a jelenleg elfogadott koradatok nem az alsó-perm végét, hanem középső–felső-triászt jeleznek!), ezért a formáció korának meghatározásához feltétlenül új vizsgálatok szükségesek.

A felvázolt hipotézis ellenőrzése, a kapcsolódó folyamatok, illetve vulkanosedimentológiai jelenségek pontos dokumentálása, a Gyűrűfői Riolit vulkanológiai

szemléletű vizsgálata, illetve a Cserdi Formáción belül a piroklasztit és az áthalmozott üledékes rétegek elkülönítése nélkülözhetetlen a dél-dunántúli paleozoos képződmények rétegtani kapcsolatának és korának pontosításához. Ezek a vizsgálatok azonban széleskörű szedimentológiai, ásványtani, közettani, geokémiai és vulkanológiai kutatásokat igényelnek, ezért messzemenően meghaladják PhD témám kereteit.

12.3. A Túronyi Formáció korrelációja

12.3.1. A Túronyi Formáció lehordási területe és öskörnyezeti viszonyai

Vizsgálataim során a Túronyi Formációba sorolt képződmények kőzetanyagában a közép–durvaszemcsés homok, vagy annál nagyobb szemcseméretű törmelék hiányában a lehordási terület összetételét petrográfiai vizsgálattal nem tudtam meghatározni. A metamorf közettörmelékek és a jelentős mennyiségű törmelékes muszkovit azonban egyértelműen a kristályos aljzat (elsősorban gneisz) eróziójára utal. Az ősföldrajzi környezet rekonstrukciója szempontjából nagyon fontos FAZEKAS (in FÜLÖP 1994) megállapítása, amely szerint a rétegsor tufa–tufit betelepüléseket, valamint helyenként piroklasztikus bélyegekkal rendelkező, mikrofelzites szövetű, átkristályosodott alapanyagú (albitosodott) kvarcporfirt – azaz riolitot – tartalmaz. Ez a formáció forrásterületén egyidős, vagy közel egyidős savanyú vulkáni tevékenységet jelez. A vizsgált minták akcesszorikus ásványtársulása (muszkovit, klorit, opakásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit, monacit), továbbá immobilis nyomelemösszetétele (elsősorban RFF-ek) megerősíti a felzikus kőzetanyagban (pl. kvarcdús metamorfitek, illetve erősen differenciált magmás kőzetek, riolit) gazdag forrásterületet; a törmelékes eredetű, kloritosodott biotit és az albitosodott kálföldpát szintén utalhat riolit eróziójára. Az agyagfrakcióban azonosított, szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát elsősorban bázisos vulkanitok, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) átalakulása során keletkezik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A kompatibilis Sc, Cr, Co és Zn mennyisége alapján nem zárható ki az sem, hogy a Túronyi Formáció üledékképződésekor a sekély tavi környezetbe a kontinentális háttér eróziójából származó felzikus törmelékanyag mellett – alárendelt mennyiségben – bázisos összetételű közettörmelék is szállítottott.

A Túronyi Formáció kőzeteinek jellegzetes „ibolyabarna” színét okozó hematittartalom (7. táblázat), a változó méretű (~20 cm-es átmérőt is elérő), gömbhéjas, sugaras szerkezetű dolomitkonkréciók, illetve dolomitrétegek (KOVÁCS 1967; SZEDERKÉNYI in BARABÁSNÉ STUHL 1988a), továbbá a Mg-gazdag autigén klorit kialakulása – arid éghajlati viszonyok mellett – oxidatív korai diagenetikus környezetre utalnak. Ilyen feltételek mellett a pórusváz

Na^+ -, Ca^{2+} -, Mg^{2+} - és HCO_3^{3-} -ionokban gazdag, továbbá a ferri-vas hidroxidok vagy szeszkvioxidok formájában bevonatot képez a törmelékes ásványokon (WORDEN & BURLEY 2003; WORDEN & MORAD 2003). A káliföldpátok albitosodása az aleurolitban, valamennyi minta jelentős albittartalma és kiugróan nagy Na_2O -koncentrációja, továbbá a rétegszilikátok illitisedése egyértelműen a pélitek diagenetikus albitosodását tükrözi, amelyet a közbetelepülő savanyú vulkanit albitosodása is megerősít (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988a; FÜLÖP 1994). A diagenetikus környezet felvázolásakor figyelembe kell veygük továbbá azt is, hogy a konkréciókat és a dolomit betelepüléseket mindig redukciós elszíneződések kísérik, illetve helyenként piritesedés figyelhető meg (KOVÁCS 1967).

KASTNER & SIEVER (1979) modelljét alkalmazva, amelyet kontinentális (nem tengeri), vulkanoklasztban gazdag rendszerekre dolgoztak ki, a vulkáni eredetű törmelék és a tavi környezetből származó pórúsvíz reakciója $\text{pH}=9\text{--}11$ kémhatás mellett nagy kovasavtartalmat, továbbá viszonylag nagy Na^+ és K^+ aktivitást eredményez. Az alkáli tavakba (lefolyástalan tó, playa) kerülő üledékben a vulkáni anyag zeolitá, illetve szmektitá vagy kevert szerkezetű agyagásvánnyá alakulhat, továbbá amorf kovasav és opál-A keletkezik. Ilyen környezetben a savanyú és neutrális magmás kőzetek (pl. riolit, vulkáni üveg), továbbá a kvarcdús metamorf kőzetek átalakulása dioktaéderes szmektitet eredményez (WEAVER 1989; MCKINLEY et al. 2003). Ez a betemetődés során már viszonylag alacsony hőmérsékleten ($>70\text{--}90\text{ }^\circ\text{C}$) illitisedik; az átalakuláshoz szükséges káliumot leggyakrabban a törmelékes káliföldpát albitosodása szolgáltatja (MCKINLEY et al. 2003; WORDEN & BURLEY 2003). A bázisos vulkáni kőzettörmelék, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) elsődleges átalakulási terméke arid éghajlati viszonyok között a trioktaéderes szmektit. Ez a betemetődési diagenézis során – bázisos vulkanitok, biotit és Fe-oxihidroxidok feloldódásából származó Fe^{2+} -, Mg^{2+} - és Al^{3+} -ionok felhasználásával – klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikáton keresztül kloritosodik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A lokálisan kialakuló redukzív mikrokörnyezet a hematit redukcióján keresztül késői diagenetikus pirit megjelenését eredményezheti (WORDEN & BURLEY 2003). A diagenézis előrehaladtával ezért az elsődleges ásványos összetétel lényegesen módosul: autigén földpát (albit), kvarc, illit és klorit (esetleg klorit/szmektit kevert szerkezetű ásványfázis) jelenik meg a tavi üledékes kőzetben (SAIGAL et al. 1988; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998).

Eredményeim alapján a Túrnyói Formáció pélites kőzeteinek jelenlegi ásványos összetétele – a bemutatott általános diagenetikus modell értelmében – a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus

folyamatok (albitosodás, kovásodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi. A Túronyi Formáció pélites közeteinek albitosodása nyílt rendszerben ment végbe, amelyre a káliföldpát albitosodása és az albit továbbnövekedés utal. A formáció törmelékes–karbonátos rétegsorába települő vulkanit nagy Na_2O -tartalma (4,9%) alapján már FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988b) is Na-behozattal feltételezett, azonban további következtetéseket nem tett. A jellegzetes kőzettani bélyegeket (albitosodás, kloritosodás, kovásodás, szericitesedés) nem egymással szorosan összefüggő diagenetikus folyamatokkal, hanem a vulkanitok idős korával próbálta megmagyarázni.

A megnyúlt, irányítottan elhelyezkedő, átkristályosodott Qp szemcsék, a rövidtávon rendezett fázisok teljes hiánya, továbbá a vizsgált pélitekben az illit kristályossági foka (átlagosan $0,35 \text{ } ^\circ 2\Theta$) a Túronyi Formáció közeteinek nagyon kisfokú metamorf átalakulását jelzik. Annak ellenére, hogy a Túronyi Formáció korábbi elnevezése Szalántai Homokkőpala Formáció volt, BARABÁSNÉ STUHL (1988b) a réteglapok menti jó elválást, a szericites, „selymes” megjelenést egyszerűen a nyugodt üledékképződéssel (tavi fácies) magyarázta. Véleménye szerint az 1300,0 m-ből vett minta nagy vitrinit-reflexiója ($R_v=3,65\%$) azt jelzi, hogy a Túronyi Formáció – a felső-karbon Tésényi Homokkő Formációval együtt – más szerkezeti egységhez tartozik, mint a fedőjében található Korpádi Homokkő Formáció (BARABÁSNÉ STUHL 1988b). Ez a szemléletmód tükröződik a formáció litosztratigráfiai ismertetésekor (FÜLÖP 1994), azonban a villányi-hegységi és a hozzá kapcsolódó drávamedencei területek üledékes karbon képződményeinek bemutatásakor JÁMBOR (1998) Túronyi Homokkőpala Formációt említ.

Az illit kristályossági index és a vitrinit-reflexió közötti korreláció alapján az anchizóna kezdetét $IC=0,42 \text{ } ^\circ 2\Theta$ és $R_v=2,25\text{--}3,5\%$, végét $IC=0,25 \text{ } ^\circ 2\Theta$ és $R_v=4,0\text{--}5,5\%$ paraméterekkel jellemezhetjük (WEAVER 1989). A korábbi vitrinit-reflexió adat – a bemutatott ásványtani eredményekkel együtt – így egyértelműen a Túronyi Formáció közeteinek nagyon kisfokú metamorf átalakulását tükrözi. A metamorfózis hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni a Túronyi Formáció litológiai jellegeinek értelmezésekor (pl. kőzetszín, rétegzés–paláság, szericites, „selymes” megjelenés), továbbá a kőzetek elnevezésekor is hangsúlyozni kell. A Túronyi Formáció jellemzésekor ezért a metahomokkő, metaaleulit, agyagpala, továbbá palás márga kifejezések használatát tartom szükségesnek.

12.3.2. A Túronyi Formáció és a Bodai Aleulit Formáció összehasonlítása

BARABÁSNÉ STUHL (1988b) alapján a Túronyi és a Bodai Aleulit Formáció elkülönítésének szempontjait a 23. táblázatban foglaltam össze. A két formáció részletes

ásványtani és közettani összehasonlítása azonban nem történt meg, mert az utóbbi képződményt ekkor még érdemben nem vizsgálták (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988b).

A dél-dunántúli újpaleozoos törmelékes rétegsoron belül – a bizonytalan rétegtani helyzetű Túronyi Formáció metapélites kőzeteihez hasonlóan – egyedül a Bodai Aleurolit Formáció kőzetanyaga alakult ki arid sóstavi üledékképződési környezetben, továbbá esett át hasonló diagenesztörténeten (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JÁMBOR 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2007). Ez összhangban van a Tu–1 fúrás első földtani dokumentálásakor tett rétegtani besorolással (KASSAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1988b; FÜLÖP 1994). A két képződmény ásványos összetételének összehasonlítását a hiányos ismeretek eddig nem tették lehetővé (FAZEKAS 1987; FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988), azonban az elmúlt években a Bodai Aleurolit Formáció ásványtani, közettani és geokémiai jellemzéséhez kapcsolódó kutatások eredményei lehetővé teszik a formációk közötti összehasonlítást (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005; VARGA et al. 2006).

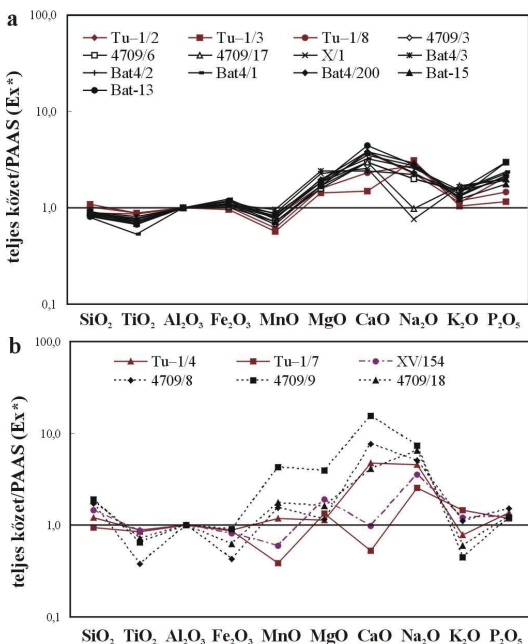
23. táblázat

A Túronyi és a Bodai Aleurolit Formáció makroszkópos bélyegei BARABÁSNÉ STUHL (1988b) alapján

<i>Túronyi Formáció</i>	<i>Bodai Aleurolit Formáció</i>
uralkodóan homokkő „ibolyabarna” színű, zöld karbonátos betelepülésekkel fényes, selymes megjelenésű, jól rétegzett, palás erősen csillámos (szericit) sok ősmaradványt és szervesetlen nyomot tartalmaz	uralkodóan aleurolit (vegyszeres üledék?) vörösbarna színű, vörösbarna dolomit betelepülésekkel rétegzetlen, vagy vastagpados-, vagy szemcsésen–szegletesen szétcsúszó csillámot nem, vagy alig tartalmaz szerves, szervesetlen nyom nem található

A Bodai Aleurolit Formáció pélites kőzeteinek ásványos összetételét szintén – a kvarc és a hematit mellett – a diagenetikus eredetű albit, az illit és a klorit határozza meg (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2006). Mind a lehordási terület összetétele (savanyú vulkanit, kristályos aljzat metamorfittjai, alárendelten neutrális–bázisos vulkanit), mind a kontinentális tavi üledékgyűjtő diagenetikus átalakulási folyamatai (albitosodás, illitesedés, kloritosodás) megegyeznek a Túronyi Formáció metapélites kőzeteinek vizsgálata során kapott eredményekkel, illetve a felvázolt öskörnyezeti modellel. Figyelembe véve KOVÁCS (1967) és FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988b) megfigyeléseit, illetve saját tapasztalataimat, BARABÁSNÉ STUHL (1988b) szempontrendszerével (23. táblázat) ellentétben a Túronyi Formáció kőzetanyaga uralkodóan nem homokkő, hanem – a Bodai Aleurolithoz hasonlóan – pélites kőzet. A színárnyalatban, a rétegzésben, illetve paláságban, a selymes megjelenésben és a csillámtartalomban megfigyelt különbség egyszerűen magyarázható a Túronyi Formáció kőzetanyagának metamorf jellegével. A Túronyi Formációból előkerült – a

réteglapokon dúsuló – életnyomok és esőcseppnyomok felfedezése szintén a metamorfózis következménye, hiszen általa a réteglapok mentén kiváló elválásúvá vált a kőzet. BARABÁSNÉ STUHL (1988b) besorolásától eltérően a Bodai Aleurolit is tartalmaz életnyomokat, MÁTHÉ (1998) szerint különösen az aleurolit gazdag bioturbációra visszavezethető járatkitöltésekben. A bemutatott eredmények alapján a Bodai Aleurolit és a Túronyi Formáció kiindulási törmelékanyaga hasonló, azonos üledékképződési környezetben és közel azonos diagenetikus körülmények között keletkeztek. Megbízható elkülönítésükre a korábbi szempontrendszer ezért nem alkalmas. A Túronyi Formáció ősmaradványai nem teszik lehetővé a pontos korbesorolást, továbbá a nagyon kisfokú metamorfózis miatt a nyomfossziliák deformációját sem zárhatjuk ki.

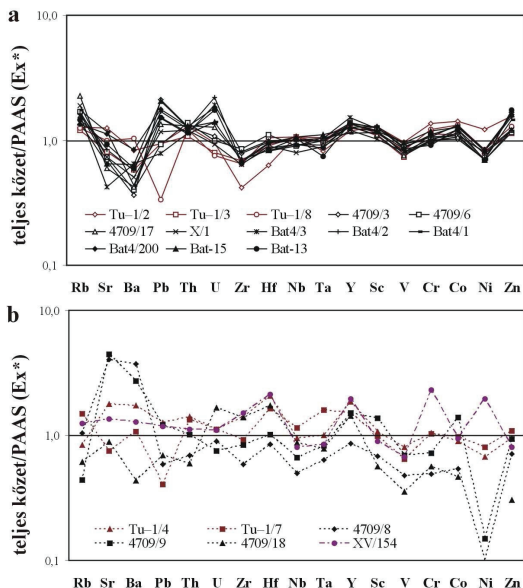


72. ábra

A Túronyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció kőzeteinek összehasonlítása a főelem dúsulási tényezők alapján. a) agyagkövek; b) aleurolitok és homokkövek, a XV/154 minta a Cserdi/Bodai „átmeneti szakaszt” képviseli

A Túronyi Formáció agyagköveinek főelem dúsulási tényezőit és a Bodai Aleurolitból származó agyagkőminták kémiai összetételét összehasonlítva megállapítható, hogy a petrográfiai megfigyelésekkel összhangban a két képződmény kémiai összetétele teljesen azonos folyamatok – albitosodás, kalcitcement képződése, kloritosodás, illitesedés – hatását tükrözi (72. ábra, a). A két Túronyi aleurolitminta közül a kalcittartalmú minta főelem dúsulási tényezői a 4709/1 fűrésban feltárt Bodai homokkőminták kémiai összetételével korrelálhatók, míg a karbonátmentes aleurolit összetétele a Cserdi/Bodai „átmeneti szakaszt” képviselő minta összetételével párhuzamosítható (72. ábra, b).

Az üledékes környezetben általában immobilis nyomelemek dúsulási tényezőit tekintve szintén nagy mértékű hasonlóság figyelhető meg a két formáció agyagkőmintái között (73. ábra, a), a homokkő- és az aleurolitminták kémiai összetétele ennél heterogénebb (73. ábra, b), azonban a kis mintaszám nem teszi lehetővé a megbízható következtetések levonását.



73. ábra

A Túronyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció kőzeteinek összehasonlítása a nyomelem dúsulási tényezők alapján. a) agyagkővek; b) aleurolitok és homokkővek, a XV/154 minta a Cserdi/Bodai „átmeneti szakaszt” képviseli

Eredményeim alapján a Túronyi és a Bodai Formáció közötti, korábban észlelt, makroszkópos jellegzetességekre korlátozódó különbségek döntően a metamorfózis következményei, ezért nagy a valószínűsége annak, hogy – JÁMBOR ÁRON ÉS SZEDERKÉNYI TIBOR földtani dokumentálását

(KASSAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1988b; FÜLÖP 1994) megerősítve – a Túronyi Formáció egyetlen, feltolódásokat harántoló fűrés által feltárt rétegsora nem más, mint a Bodai Aleurolit Formációnak megfelelő képződmény tektonikusan elhelyezkedő, metamorfizált változata. A felmerült kérdések tisztázására a Mecsek–Villányi zóna tektonikai felépítésének pontosítása szolgáltathat újabb – cáfoló vagy megerősítő – bizonyítékokat.

13. Összefoglaló következtetések

Munkámban a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor (Tésenyi Homokkő Formáció, Túronyi Formáció, Korpádi Homokkő Formáció, Cserdi Formáció, Bodai Aleurolit Formáció, Kővágószőlősi Homokkő Formáció és Jakabhegyi Homokkő Formáció) homokköveinek és pélites kőzeteinek komplex vizsgálatát és – elsősorban – geokémiai összehasonlítását végeztem el, ami a korábban mélyült, reprezentatív fúrásokból (pl. földtani alapfúrások) származó minták ásványtani, kőzettani (röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok, petrográfiai mikroszkópia, pásztázó elektronmikroszkópia) és geokémiai (elektronsugaras mikroanalízis, fő- és nyomelemek meghatározása teljes kőzetmintából XRF, NAA és ICP MS módszerekkel) feldolgozására épült. Eredményeim alapján a következő megállapítások tehetők:

1. A Siklóbodony–1 (Sb–1) fúrásban a Tésenyi Homokkő és a Korpádi Homokkő Formáció között 700,0 m mélységben feltételezett határ környezetében (673,0–712,0 m) nem jelölhető ki ásványtani, kőzettani vagy geokémiai határ; a vizsgált képződmények lehordási területe egységes. A korábbi kőzettani eredmények alapján az Sb–1 fúrásban a Tésenyi Homokkő és a Korpádi Homokkő Formáció közötti litosztratigráfiai határ – tektonikus jelleggel – 642,0 m mélységben valószínűsíthető.
2. Kimutattam, hogy a Tésenyi Homokkő Formáció sziliciklasztos képződményei mérsékelt, illetve intenzív kémiai mállásnak kitett forrásrégióból származtak, majd ezt követően különböző mértékű K-metaszomatózison estek át. A K_2O -dúsulás mértékét az Sb–1 fúrás mintáira számszerűsítettem: az A–CN–K moláris rendszerben minimálisan 6–7% K_2O többlet valószínűsíthető.
3. A dél-dunántúli paleozoos rétegsor ásványtani és kőzettani adatainak felhasználásával először dokumentáltam a Túronyi, a Korpádi Homokkő, a Cserdi és a Bodai Aleurolit Formációba sorolt homokkövek törmelékes földpátjainak (elsősorban káliföldpát) utólagos albitosodását. Dolgozatomban először közöltem és értelmeztem a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor pélit- és homokkőmintáinak teljes kőzetből meghatározott kémiai összetételét (főelemek, nyomelemek és ritkaföldfémek koncentrációi egyaránt). Megállapítottam, hogy az utólagos folyamatok (pl. albitosodás, illitesedés, dolomitosodás) kémiai összetételt módosító hatása következtében, illetve a rétegtani besorolás bizonytalanságai miatt számos esetben azonos formációba sorolt minták eltérő geokémiai bélyegekké rendelkeznek (pl. Korpádi Homokkő, Cserdi), illetve rétegtanilag különböző besorolású minták (Túronyi, Korpádi Homokkő, Cserdi, Bodai Aleurolit, Bakonyai Homokkő) nagyon

hasonló jellegűek. A jelentős mértékű átalakulás következtében a vizsgált rétegsor lehordási területének és lemeztektonikai helyzetének jellemzésére a geokémiai diszkriminációs diagramok nem, vagy csak korlátozottan használhatók fel.

4. Kimutattam, hogy a Korpádi Homokkő törmelékes szemcséi között – különösen a Gyűrűfői Riolit közvetlen fektájában – az üveges, szferolitos vulkanitszemcséken túl egyértelműen piroklasztiszemcsék (horzsakő, tufa), illetve szilánkos vagy sajátalakú, rezorbeált, korrodált beöblösödésekkel rendelkező kristályok (kvarc, földpát) is megjelennek, amelyek egyértelműen közel egyidős, piroklaszt-szórással társult vulkáni működést jeleznek. Ez a Gyűrűfői Riolit és a Korpádi Homokkő Formáció jelenlegi rétegtani kapcsolatának felülvizsgálatát és módosítását teszi szükségessé.
5. Bizonyítottam a Cserdi Formáció alsó részébe tartozó, korábban homokkőként dokumentált minták vulkanoszediment (piroklasztit) eredetét, továbbá a lokális olvadásra utaló bélyegek alapján megállapítottam, hogy a formáció alsó része összesült piroklaszt-ár üledék (ignimbrit). Eredményeim alapján valószínűsíthető, hogy a Mecsek nyugati részén feltárt Gyűrűfői Riolit uralkodóan nem lávakőzet, hanem nagyon erősen összesült ignimbrit (horzsakő- és hamuár üledéke). A Gyűrűfői Riolit és a Cserdi Formáció alsó része a Mecsek nyugati részén egyidős, genetikailag szorosan összefüggő kőzetegyüttes; a korábban dokumentált litológiai különbségek az eltérő összesülési tartományoknak felelnek meg az ignimbrit-összletben, ezért az érvényben lévő kor- és rétegtani besorolás módosításra szorul.
6. Először határoztam meg a Túronyi Formáció pélites kőzeteinek ásványtani, kőzettani és geokémiai összetételét. Az adatok értelmezésekor megállapítottam, hogy a Túronyi Formáció üledékgyűjtőjébe a kontinentális háttér eróziójából származó felzikus törmelékanyag mellett – alárendelt mennyiségben – bázisos összetételű közettörmelék is szállítódott. A kőzetanyag jelenlegi ásványos és kémiai összetétele a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (albitosodás, kovásodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi, illetve a nagyon kisfokú metamorf átalakulás eredménye.
7. Eredményeim alapján a Túronyi és a Bodai Formáció közötti, korábban észlelt, makroszkópos jellegzetességekre korlátozódó különbségek döntően a metamorfózis következményei. A hasonló ásványos és geokémiai összetétel alapján nagy a valószínűsége annak, hogy a Túronyi Formáció egyetlen, feltolódásokat harántoló fűrés által feltárt rétegsora nem más, mint a Bodai Aleurolit Formációnak megfelelő képződmény tektonikusan elhelyezkedő, gyengén metamorfizált változata.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőm, *SAKMÁNY György* kitartó támogatását, aki a kutatásaim első lépéseitől kezdve a doktori értekezés megszületéséig hasznos tanácsokkal, építő észrevételekkel látott el. Köszönetet szeretnék mondani *JÓZSA Sándornak* és *MÁTHÉ Zoltánnak* a mintagyűjtés során nyújtott segítségéért.

A fúrásokból származó vékonycsiszolatokat és kőzetanyagot, illetve porított kőzetmintákat (Bodai Aleurit Formáció) a – Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság engedélyével – a Mecsekérc Környezetvédelmi ZRt. biztosította számomra.

A röntgen-pordiffrakciós mérések megvalósításában *RAUCSIK Béla* és *MERÉNYI László* nyújtott segítséget (Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszék). A röntgenfluoreszcens spektrometriás mérésekért a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékét, továbbá *Heinrich TAUBALD*ot és *PINTÉR Farkast* illeti köszönet; valamint a Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén *HARTYÁNI Zsuzsanna*, *HORVÁTH Tímea* és *SZILÁGYI Virág* segítségét szeretném megköszönni. Az ICP MS vizsgálatokért (Tésényi Homokkő) a Bálint Analitika Kft.-nek szeretnék köszönetet mondani. A pásztázó elektronmikroszkópos felvételekért *ORAVETZ Dezsőt* (Pannon Egyetem Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszék) és *GÁLNÉ SÓLYMOS Kamillát* (ELTE FFI Kőzetan–Geokémiai Tanszék) illeti köszönet.

Köszönettel tartozom mindazoknak, akik az elmúlt tíz esztendőben munkámat figyelemmel kísérték, tanácsokkal láttak el, továbbá segítettek leküzdeni a kutatásaim során fellépő akadályokat: *BARABÁS Andor*, *BARABÁS András*, *BARABÁSNÉ STUHL Ágnes*, *B. ÁRGYELÁN Gizella*, *ÁRKAI Péter*, *HARANGI Szabolcs*, *JÁMBOR Áron*, *MAJOROS György*, *MIKES Tamás*, *PÓSFAL Mihály*, *SZABÓ Csaba*, *SZEDERKÉNYI Tibor*, *WÉBER Béla*. Továbbá köszönöm a Kőzetan–Geokémiai Tanszék dolgozóinak és hallgatóinak támogatását, a barátságos légkört és az együtt eltöltött, szakmailag, emberileg tanulságos napokat.

Doktori kutatásom terepi és anyagvizsgálati költségeit az *OTKA T 022938* és *T 034924* (témavezető: *SAKMÁNY György*) pályázatok, az ELTE Doktori Iskola Földtan–Geofizika Doktori Programja (Kőzetan–Geokémiai Tanszék), a Magyarhoni Földtani Társulat, az International Association of Sedimentologists és a Mecsekérc Környezetvédelmi ZRt. biztosították.

Végezetül nagyon köszönöm *Férjem*, *RAUCSIK Béla* támogatását, hasznos tanácsait, javaslatait, valamint a kutatómunkám megvalósításához nyújtott pótolhatatlan segítségét. Köszönöm fiaink, *Attila* és *Andris* türelmét, hiszen a kutatásra és az értekezés készítésére szánható idő megnövelése sok esetben a közösen eltöltött idő csökkenésével járt.

Irodalom

- ANJOS, S.M.C., DE ROS, L.F., SILVA, C.M.A. 2003: Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones on the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: WORDEN, R.H., MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. *IAS Special publication* **34**, 291–316.
- AMOROSI, A., CENTINEO, M.C., DINELLI, E., LUCCHINI, F., TATEO, F. 2002: Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. *Sedimentary Geology* **151**, 273–292.
- ÁRGYELÁN T. 2004: A Korpádi Homokkő Formáció kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálata a Máriagyűd–1 számú fúrásban. Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 73 p.
- ÁRGYELÁN T. 2005: A XV. szerkezeti fúrás által feltárt Cserdi Konglomerátum formáció gneisz és granitoid kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálata. Diplomadolgozat, ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 117 p.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geologica Hungarica* **26**, 83–101.
- ÁRKAI, P. 1991: Chlorite crystallinity: an empirical approach with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., NAGY, G., MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.
- BAILEY, S.W. 1988: Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. In: BAILEY, S.W. (Ed.): Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy* **19**, 347–403.
- BALOGH, K., BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **20/2**, 191–207.
- BARABÁS A. 1955: A mecseki perm időszaki képződmények. Kandidátusi értekezés, Budapest, 100 p.
- BARABÁS A., BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.

- BARABÁS A., BARABÁS-STUHL Á. 2005: Geology of the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone Formation, Hungary, SE Transdanubia. *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 1–47.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975a: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. *Földtani Közlöny* **105/3**, 320–334.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975b: Organic and inorganic hieroglyphs from the Late Paleozoic of Southern Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **22/1**, 87–96.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988a: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés II. fejezete. Kéziratos jelentés, MÉV Adattár (J–3278/II), 44 p.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988b: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm fekképződményeiről. Kéziratos jelentés, MÉV Adattár (J–3278/III), 121 p.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988c: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. Kéziratos jelentés, MÉV Adattár (J–3278/IV), 301 p.
- BAULUZ, B., MAYAYO, M.J., FERNANDEZ-NIETO, C., GONZALEZ LOPEZ, J.M. 2000: Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology* **168**, 135–150.
- BHATIA, M.R. 1985: Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology* **45**, 97–113.
- BODOR S. 2009: A Cserdi Formáció közettani és geokémiai vizsgálata. Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közzetan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 115 p.
- BUDA, GY. 1996: Correlation of Variscan granitoids occurring in Central Europe, *Acta Mineralogica-Petrographica* **37**, Supplementum, 24 p.
- CLAUER, N. 2007: Isotope dating and tracing of clay minerals from low-temperature environments. In: NIETO F., JIMÉNEZ-MILLÁN J. (Eds.): Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. *Seminarios de la Sociedad Espanola de Mineralogia* **3**, 85–96.
- CONDIE, K.C. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**, 1–37.
- COX, R., LOWE, D.R., CULLERS, R.L. 1995: The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/14**, 2919–2940.

- CULLERS, R.L. 1995: The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology* **123**, 107–131.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. MÁFI kiadvány, Budapest
- CSÁSZÁR G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén. Egyetemi tankönyv, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J., WÓRUM, G. 2002. Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- FAZEKAS V. 1969: A Siklósbodony 1. sz. mélyfúrás maganyagának ásvány-kőzettani vizsgálata. Kéziratoss jelentés, MÉV Adattár, 19 p.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. *Földtani Közöny* **117/1**, 11–30.
- FAZEKAS V., VINCZE J. 1968: A Turony 1.sz. mélyfúrás anyagának mikroszkópi vizsgálata. Kéziratoss jelentés (T–8/1), MÉV Adattár, 13 p.
- FEDO, C.M., ERIKSSON, K.A., KROGSTAD, E.J. 1996: Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/10**, 1751–1763.
- FEDO, C.M., NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* **23/10**, 921–924.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A., PARK, R.G. 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. *Precambrian Research* **45**, 203–214.
- FLOYD, P.A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B.E., FRANKE, W. 1991: Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: MORTON, A.C., TODD, S.P., HAUGHTON, P.D.W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies, *Geological Soc. Special Publications* **57**, 173–188.
- FOLK, R.L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill's, 170 p.
- FREY, M., ROBINSON, D. 1999: Low-Grade Metamorphism, Blackwell, Oxford, 313 p.
- FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémiai K., Budapest, 445 p.
- GARZANTI, E., VEZZOLI, G. 2003: A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research* **73/5**, 830–837.

- GOLD, P.B. 1987: Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstones, Louisiana Gulf Coast. *Journal of Sedimentary Petrology* **57/2**, 353–362.
- GÖTZE, J., ZIMMERLE, W. 2000: Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology* **21**, 1–91.
- HAAS J. (szerk.) 2004: Magyarország geológiája. Triász. Eötvös Kiadó, Budapest, 303–360.
- HAAS J., HÁMOR G. 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 45–54.
- HAAS, J., HÁMOR, G., KORPÁS, L. 1999: Geological setting and tectonic evolution of Hungary. *Geologica Hungarica Series Geologica*, Tomus **24**, 179–196.
- HÁMOS G. 1986: A XV. szerkezetkutató fúrás földtani dokumentációja, Kézirat, MÉV Adattár, Pécs
- HASSAN, S., ISHIGA, H., ROSER, B.P., DOZEN, K., NAKA, T. 1999: Geochemistry of Permian–Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. *Chemical Geology* **158**, 293–314.
- HERRON, M.M. 1988: Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* **58/5**, 820–829.
- HETÉNYI R. & RAVASZNÉ BARANYAI L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklóbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében. *MÁFI Évi Jelentése az 1973. évről*, 323–361.
- JAKAB A. 2005: A Gyűrűfői Riolit közettani és geokémiai leírása. Diplomamunka, ELTE Közettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- JÁMBOR Á. 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. Kéziratos jelentés, MÁFI Adattár, Budapest, 113 p.
- JÁMBOR Á. 1969: Karbon képződmények a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen. *MÁFI Évi Jelentése az 1967. évről*, 215–221.
- JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.
- KARÁTSZON D. 1998: Vulkanológia I. Egyetemi jegyzet, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 237 p.
- KASSAI M. 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. *Geologica Hungarica Series Geologica* **17**, 11–109.
- KASTNER, M., SIEVER, R. 1979: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *American Journal of Science* **279**, 435–479.

- KLAPPA, C.F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* **27**, 618–629.
- KOVÁCS M. 1967: Turony–1 sz. fúrás vázlatos rétegsora. Kézirat, MÉV adattár, Pécs, 5 p.
- LEE, Y. I. 2002: Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic – early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. *Sedimentary Geology* **149**, 219–235.
- LEE, J.I., LEE, Y.I. 1998: Feldspar albitization in Cretaceous non-marine mudrocks, Gyeongsang Basin, Korea. *Sedimentology* **45**, 745–754.
- MÁTHÉ Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. Kutatási jelentés, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt, Pécs, 76 p.
- MCBRIDE, E.F., LAND, L.S., MACK, L.E. 1987: Diagenesis of Eolian and Fluvial Feldspathic Sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *AAPG Bulletin* **71/9**, 1019–1034.
- MCKINLEY, J. M., WORDEN, R. H., RUFFELL, A. H. 2003: Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. In: WORDEN, R.H., MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. *IAS Special publication* **34**, 109–128.
- MCLENNAN, S.M. 1989: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In: LIPIN, B.R., MCKAY, G.A. (Eds): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. *Reviews in Mineralogy* **21**, 169–200.
- MCLENNAN, S.M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 2000GC000109, 24 p.
- MCLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., MCCULLOCH, M.T., MAYNARD, J.B. 1990: Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2015–2050.
- MILLIKEN, K.L. 1989: Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* **59/3**, 361–374.
- NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. *MÁFI Évkönyv* **51/1**, 198 p.
- NESBITT, H.W., MARKOVICS, G., PRICE, R.C. 1980: Chemical processes affecting alkalines and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1659–1666.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. 1982: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715–717.

- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1523–1534.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. 1989: Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* **97**, 129–147.
- NODA, A., TAKEUCHI, M., ADACHI, M. 2004: Provenance of the Murihiku Terrane, New Zealand: evidence from the Jurassic conglomerates and sandstones in Southland. *Sedimentary Geology* **164**, 203–222.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R. 1972: Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York, 618 p.
- PRESTON, J., HARTLEY, A., HOLE, M., BUCK, S., BOND, J., MANGE, M., STILL, J. 1998: Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies: aids to the correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. *Petroleum Geoscience* **4**, 7–16.
- RUIZ CRUZ, M.D. 2007: Genesis and evolution of the kaolin-group minerals during the diagenesis and the beginning of metamorphism, In: NIETO F., JIMÉNEZ-MILLÁN J. (Eds.): Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. *Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía* **3**, 41–52.
- SAIGAL, G.C., MORAD, S., BJØRLYKKE, K., EGEBERG, P.K., AAGAARD, P. 1988: Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. textures and origin. *Journal of Sedimentary Petrology* **58/6**, 1003–1013.
- SOMOGYI J. 1965: A mecseki alsópermiai összlet felső részének hullámfodrairól. *Földtani Közöny* **95/1**, 37–39.
- ŠRODOŇ, J. 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals* **32/5**, 337–349.
- ŠUCHA, V., KRAUS, I., GERTHOFFEROVÁ, H., PETEŠ, J., SEREKOVÁ, M. 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. *Clay Minerals* **28**, 243–253.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1990: Földtani alapfúrások mintáinak mikropaleontológiai vizsgálata (Túrny–1. sz. fúrás). Kéziratok jelentés (T–8/1; J–3278/III), MÉV, Komló, 10 p.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 2002: A Túrny–1. sz. fúrás 1422,0 m-es mintájának szervesvázú mikropalankton vizsgálata. Kézirat, 5 p.

- TAYLOR, S.R. MCLENNAN, S.M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications LTD, 312 p.
- TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. 1990: Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 336–346.
- TUCKER, M.E. 1991: Sedimentary Petrology, An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Blackwell Science, Second edition 260 p.
- VAN DE KAMP, P.C., LEAKE, B.E. 1996: Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic–Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. *Chemical Geology* **133**, 89–124.
- VARGA A. 2000: A dél-dunántúli felső-karbon homokkővek közettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 71 p.
- VARGA A. 2002: A dél-dunántúli felső-karbon homokkővek közettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. Diplomadolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 104 p.
- VARGA A. R. 2005: Az öskörnyezeti viszonyok jellemzése a törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetétele alapján. *Földtani Közlöny* **135/3**, 433–458.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY. 2004: Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from borehole Diósvizsló–3 (Téseny Sandstone Formation, SW Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **45/2**,
- VARGA A., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S., MÁTHÉ Z. 2001: A nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek petrográfiai és geokémiai összehasonlítása. *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 11–36.
- VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY., HARTYÁNI ZS., SZILÁGYI V., HORVÁTH T. 2002: Mállási indexek összehasonlítása: a kémiai mállás hatása törmelékes kőzetek ásványos összetételére. *Magyar Kémiai Folyóirat* **108/9**, 387–396.
- VARGA, A.R., SZAKMÁNY, GY., JÓZSA, S., MÁTHÉ, Z. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian–Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results. *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.
- VARGA A.R., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY. 2004: A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, közettani és geokémiai jellemzői. *Földtani Közlöny* **134/3**, 321–343.

- VARGA, A.R., SZAKMÁNY, GY., RAUCSIK, B., MÁTHÉ, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 49–68.
- VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY., MÁTHÉ Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes közettípusainak ásványtani, közettani és geokémiai jellemzői. *Földtani Közlöny* **136/2**, 201–231.
- VARGA, A., RAUCSIK, B., HARTYÁNI, ZS., SZAKMÁNY, GY. 2007a: Paleoweathering conditions of Upper Carboniferous siliciclastic rocks of SW Hungary. *Central European Geology* **50/1**, 3–18.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B., MÁTHÉ, Z. 2007b: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary – mineralogical, petrographic and geochemical study. In: ARIBAS, J., CRITELLI, S., JOHNSON, M.J. (Eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geological Society of America Special Paper* **420**, 221–240.
- VARGA A., RAUCSIK B., KOVÁCS KIS V., SZAKMÁNY GY. 2008: A felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites közeteinek ásványtani és közettani jellemzői. *Földtani Közlöny* **138/1**, 5–20.
- WEAVER, C.E. 1989: Clays, Muds, and Shales. Elsevier, Amsterdam, 819 p.
- WILLAN, R.C.R. 2003: Provenance of Triassic–Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: implications for terrane models during Gondwana breakup. *Journal of Sedimentary Research* **73/6**, 1062–1077.
- WORDEN, R.H., BURLEY, S.D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: BURLEY, S.D., WORDEN, R.H. (Eds): Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, Blackwell Publishing, Oxford. *IAS Reprint series* **4**, 3–44.
- WORDEN, R.H., MORAD, S. 2003: Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: WORDEN, R.H., MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. *IAS Special publication* **34**, 3–41.
- WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E. 1991: Calcretes: an Introduction. In: WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E. (Eds): Calcretes, Blackwell Scientific Publications, 1–22.
- ZIMMERMANN, U., BAHLBURG, H. 2003: Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology* **50/6**, 1079–1104.

Összefoglalás

Munkámban a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor (Tésenyi Homokkő Formáció, Túronyi Formáció, Korpádi Homokkő Formáció, Cserdi Formáció, Bodai Aleurolit Formáció, Kővágószőlősi Homokkő Formáció és Jakabhegyi Homokkő Formáció) homokköveinek és pélites kőzeteinek ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát, valamint összehasonlítását végeztem el. Eredményeim alapján a Siklósbodony–I fűrásban a Tésenyi Homokkő és a Korpádi Homokkő Formáció között 700,0 m mélységben feltételezett határ környezetében (673,0–712,0 m) nem jelölhető ki ásványtani, kőzettani vagy geokémiai határ. A korábbi kőzettani eredmények figyelembe vételével a két képződmény közötti litosztratigráfiai határ – tektonikus jelleggel – 642,0 m mélységben valószínűsíthető. A Tésenyi Homokkő sziliciklasztos képződményei mérsékelt, illetve intenzív kémiai mállásnak kitett forrásrégióból származtak, majd ezt követően különböző mértékű K-metaszomatózison estek át. A dél-dunántúli paleozoos rétegsor ásványtani és kőzettani adatainak felhasználásával kimutattam a Túronyi, a Korpádi Homokkő, a Cserdi és a Bodai Aleurolit Formációba sorolt homokkövek törmelékes földpátjainak (elsősorban kálicföldpát) utólagos, általában részleges albitosodását. A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsor jelentős mértékű, területileg változó intenzitású diagenetikus és hidrotermális átalakulása (albitosodás, illitesedés, kloritosodás, dolomitosodás, anhidritesedés, piritosodás stb.) következtében a vizsgált rétegsor lehordási területének és lemeztektonikai helyzetének jellemzésére a geokémiai diszkriminációs diagramok nem, vagy csak korlátozottan használhatók fel. A Korpádi Homokkő törmelékes szemcséi között piroklaszt-szórásból származó kristályokat mutattam ki, ami szinkron vulkáni működést jelez. Petrográfiai és geokémiai bélyegek alapján kimutattam, hogy a Cserdi Formáció alsó részébe tartozó, korábban homokkőként dokumentált rétegek vulkanoszediment eredetűek; a lokális olvadásra utaló szöveti jellemzők alapján a formáció alsó része összesült piroklaszt-ár üledék (ignimbrit). Eredményeim alapján feltételezhető, hogy a Mecsek nyugati részén feltárt Gyűrűfűi Riolit uralkodóan nem lávakőzet, hanem nagyon erősen összesült ignimbrit (horzsakő- és hamuár üledéke). A Gyűrűfűi Riolit és a Cserdi Formáció alsó része a Mecsek nyugati részén ezért egyidős, genetikailag szorosan összefüggő kőzetegyüttes; a korábban dokumentált litológiai különbségek az eltérő összesülési tartományoknak felelnek meg az ignimbrit-összletben, így az érvényben lévő kor- és rétegtani besorolás módosításra szorul. A Túronyi és a Bodai Formáció közötti, korábban észlelt makroszkópos különbségek a metamorfózis következményei, ezért a Túronyi Formáció egyetlen fűrás által feltárt rétegsora valószínűleg a Bodai Aleurolit tektonikusan elhelyezkedő, gyengén metamorfizált változata.

Summary

Andrea Varga

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE PALAEOZOIC–LOWER TRIASSIC SILICICLASTIC ROCKS FROM SOUTHERN TRANSDANUBIA, HUNGARY

In this thesis, mineralogical, petrographic and geochemical characteristics of the Palaeozoic–Lower Triassic siliciclastic successions from southern Transdanubia, Hungary are discussed. The studied formations are Tésény Sandstone, Túrony, Korpád Sandstone, Cserdi, Boda Siltstone, Kővágószőlős Sandstone and Jakabhegy Sandstone Formations. With respect to the supposed Carboniferous–Permian boundary between the Tésény and Korpád Formations at a depth of 700 m of borehole Siklóbodony–1, neither lithostratigraphic boundary nor geochemical boundary is recognized in the depth interval 673.0–712.0 m. Based on previous petrological studies, the position of the lithostratigraphic boundary showing tectonic contact could be placed at a depth of 642.0 m. The Tésény siliciclastic rocks are derived from an intermediate-to-intense-weathered source area, and their composition is affected by potassium metasomatism. The mineralogy and geochemistry of the Túrony, Korpád, Cserdi and Boda sandstone samples is strongly overprinted by diagenetic albitization. As a result of the post-depositional alteration processes (e.g., albitization, illitization, chloritization, pedogenic carbonate precipitation) recognized in the Palaeozoic–Lower Triassic siliciclastic successions from southern Transdanubia, the major and trace element relations of the samples do not reflect the primary composition of detritus entering the depositional basin, and cannot be used to interpret the provenance area and tectonic setting. In the Korpád detrital grains, embayed quartz crystals together with splinter- and thorn-shaped quartz and feldspar grains are a significant indication of volcanogenic provenance due to fracturing through contemporary explosive volcanic activity. With respect to the lower part of the Cserdi Formation, petrography and geochemistry of the samples previously interpreted as alluvial fan deposits suggest a volcanoclastic origin (moderately welded ignimbrite). Furthermore, this result indicates that the underlying Gyűrűfü Rhyolite rocks have a strongly welded (high-grade) ignimbrite origin in the western part of the Mecsek Mountains, instead of lava flow. Based on the strongly similar mineralogical, petrographic and geochemical features, the previously described macroscopic differences between the Túrony and Boda Siltstone samples are caused by very low-grade metamorphism proved in the Túrony clastics. As a result of my research, a major revision of the Permian lithostratigraphic units in southern Transdanubia (Hungary) is needed.